



Corrections atmosphériques pour capteurs à très haute résolution spatiale en zone littorale

Driss Bru

► To cite this version:

Driss Bru. Corrections atmosphériques pour capteurs à très haute résolution spatiale en zone littorale. Milieux et Changements globaux. Université de Bordeaux, 2015. Français. NNT : 2015BORD0314 . tel-01283984

HAL Id: tel-01283984

<https://theses.hal.science/tel-01283984>

Submitted on 7 Mar 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE « Sciences de l'environnement »

SPÉCIALITÉ « Physique de l'environnement »

Par Driss BRU

**Corrections atmosphériques pour capteurs à très haute
résolution spatiale en zone littorale**

Sous la direction de : Philippe BONNETON
co-directeur : Bertrand LUBAC

Soutenue le 1^{er} Décembre 2015

Membres du jury :

M. VILLENAVE Eric, Professeur des Universités
M. LOISEL Hubert, Professeur des Universités
M. BELANGER Simon, Professeur titulaire
M. OUIILLON Sylvain, Directeur de recherche
Mme MARTINY Nadège, Maître de Conférences
M. JAMET Cédric, Maître de Conférences

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Invité

Titre : Corrections atmosphériques pour capteurs à très haute résolution spatiale en zone littorale

Résumé

La zone littorale concentre des enjeux socio-économiques et environnementaux majeurs. Pour comprendre la dynamique des systèmes associés et prévoir leurs évolutions, en particulier dans un contexte de forte pression anthropique et de changement climatique, il est nécessaire de s'appuyer sur des systèmes d'observation pérennes fournissant des données robustes. Par son emprise spatiale, la télédétection de la couleur de l'eau a démontré ces dernières années son fort potentiel pour l'observation du littoral et tend à devenir une composante centrale des systèmes d'observation. Néanmoins, les capteurs à très haute résolution spatiale (noté par la suite THRS), adaptés à l'observation petite échelle des processus physiques et bio-géochimiques qui caractérisent la dynamique de la zone littorale, présentent encore de fortes limitations nécessitant des développements techniques et scientifiques importants. Dans le cadre de cette thèse, je vais m'intéresser au problème des corrections atmosphériques. Ces dernières représentent une étape clé du traitement du signal en télédétection de la couleur de l'eau. Elles permettent d'extraire du signal total mesuré par un radiomètre embarqué sur une plateforme spatiale, le signal marin. Ce signal, qui ne représente qu'environ 10% du signal total, est ensuite utilisé pour mesurer, à partir de modèles d'inversion, des paramètres physiques et bio-géochimiques caractérisant les systèmes aquatiques marins et continentaux. Or, les méthodes de corrections atmosphériques développées pour les missions standards en couleur de l'océan sont le plus souvent inadaptées ou inopérantes pour les capteurs THRS du fait de caractéristiques instrumentales moins poussées (faible résolution spectrales et faible rapport signal sur bruit). Mon travail a été d'abord de développer une méthode de corrections atmosphériques innovante basée sur la construction d'un modèle aérosol local, le modèle ISAC. Ce modèle aérosol est le résultat de l'étude des variations des propriétés optiques et microphysiques des aérosols sur Arcachon, basée sur 4 années de données AERONET. Cette méthode a par la suite été appliquée sur des images Landsat 8 et les résultats obtenus ont été évalués avec d'autres méthodes standards de corrections atmosphériques. Puis, une comparaison avec des données terrain a permis de valider et de montrer les bonnes performances de la méthode. Enfin, les images corrigées avec la méthode ISAC ont été utilisées afin d'évaluer les performances d'un modèle d'inversion permettant d'extraire la bathymétrie.

Mots clés : Télédétection, littoral, corrections atmosphériques, aérosols, bathymétrie

Title : Atmospheric corrections for high resolution sensors for coastal applications

Abstract :

The coastal area accumulates major socio-economic and environmental issues. To understand the dynamics of the associated systems and predict their evolution, particularly in a context of strong human pressure and climate change, it is necessary to rely on long-term

observation systems providing robust data. By its spatial extent, ocean color remote sensing has demonstrated in recent years its strong potential for the observation of the coast and tends to become a central component of observation systems. However, very high resolution sensors (hereafter named THRS), suitable for small-scale observation of the physical and biogeochemical processes that characterize the dynamics of the coastal zone, still have strong limitations requiring important technical and scientific developments. As part of my PhD, I will focus on the atmospheric correction issues. The latter represent a key step of the signal processing in ocean color remote sensing. They are used to extract the marine signal from the total signal measured the sensor through an onboard radiometer. This signal, which only represents about 10% of the total signal, is used to measure, from inversion models, physical and biogeochemical parameters characterizing the marine and continental aquatic systems. However, atmospheric correction methods developed for ocean missions are often inadequate or ineffective for THRS sensors due to lower instrumental characteristics (low spectral resolution and low signal to noise ratio). My work was first to develop an innovative atmospheric correction method based on the elaboration of a local aerosol model, the ISAC model. This aerosol model is the result of the study of variations of the optical and microphysical properties of aerosol over Arcachon, based on four years of AERONET data. This method has later been applied to Landsat 8 images and the results were evaluated with other standard methods. Then, a comparison with field data was used to validate and demonstrate the good performance of the method. Finally, the ISAC's corrected images were used used to evaluate the performance of an inversion model to extract bathymetry.

Keywords : Remote sensing, coastal, atmospheric corrections, aerosols, bathymetry

Unité de recherche

UMR CNRS 5805 EPOC - OASU - Université de Bordeaux

Allée Geoffroy Saint-Hilaire - CS 50023 - 33615 PESSAC CEDEX – France

Remerciements

Ce travail de thèse a été effectué au sein du Laboratoire EPOC (Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux) de l'Université de Bordeaux. Je tiens à remercier Antoine GREMARE et Thierry CORREGE, directeur et co-directeur de l'UMR pour m'avoir accueilli en leurs murs.

Je tiens à dire un grand merci à Philippe BONNETON et Bertrand LUBAC, mes deux directeurs de thèse. Philipe, merci pour m'avoir permis de faire cette thèse et Bertrand, merci de m'avoir encadré, merci pour le soutien infaillible et tes conseils avisés même si j'aurai sans doute dû franchir plus souvent le long chemin qui sépare nos bureaux. J'ai pu grâce à toi faire de nombreuses missions, colloques et conférences et ainsi rencontré de nombreuses personnes et acquérir de nombreuses compétences.

Je voudrais remercier Karine VERDEAU de la cellule PHASE de l'université ainsi que les membres du Comité de ressources sans qui cette thèse n'aurait pas été financée.

Un grand merci également aux membres de mon comité de pilotage : Nadège MARTINY, Cédric JAMET et Olivier HAGOLLE. Vos orientations et votre aide ont été d'une aide inestimable.

Je tiens particulièrement à saluer Jean-François DEJOUX qui m'a fait découvrir la télédétection ainsi que Jean-Marie FROIDEFOND pour m'avoir ouvert les portes du laboratoire EPOC et m'avoir formé à la télédétection couleur de l'eau. J'aimerais également adresser mes remerciements à Virginie LAFON, merci de m'avoir fait un jour travaillé sur les données CIMEL et AERONET et merci pour ta sympathie et ta bonne humeur ! Merci à Michel LECONTE qui s'occupe de la maintenance du CIMEL.

Viennent ensuite toutes les personnes qui ont partagé le bureau pendant ces quelques années: Sylvain CAPO, Arthur ROBINET, Priscilla COOPEN, Nicolas RAME et plus récemment Alphonse NAON. Les neurones ont certes bien fusés mais pas autant que la bonne humeur, l'entraide et le partage (surtout pour Matlab) ! Et bien sûr, je n'oublie pas ma voisine de pallier, Nathalie, pour tous les échanges et discussions et son soutien, toujours avec le sourire.

Une grande dédicace à toute l'équipe METHYS que j'ai découvert depuis maintenant 5 ans. Il règne parmi vous une ambiance familiale, merci pour tous les moments passés. Je voudrais particulièrement remercier Vincent MARIEU et Bruno CASTELLE, Vincent un grand merci pour m'avoir débuggé un nombre incalculable de fois sur Matlab et Python et merci à vous deux pour votre bonne humeur et votre humour lors des nombreux repas pris tous ensemble. Enfin, un grand clin d'œil aux autres thésards et ex-thésards : Katixa, Joselyn, Isabel, Arnaud, Benjamin, Arthur, le temps est passé bien plus vite à vos côtés.

Merci à Jean-Michel ESCALIER et Hubert WENNEKES, pour leur aide dès que l'informatique me faisait défaut.

Heureusement, il y'a de la vie en dehors d'EPOC ! Merci à toi Sophie de m'avoir supporté pendant ces 3 ans et toutes les autres années. Alexis, Romain, Jérôme, vous avez été de toutes les aventures, vous êtes de vrais piliers, merci pour tout. John, merci pour toutes les heures passées à dégommer tout ce qui bouge en ligne depuis des années, je te dois une partie de ma santé mentale encore intacte. Mir, Ana, Double A, Blondie, merci pour tous les moments passés à refaire le monde et déconner, la pression a ainsi très vite été évacuée.

Enfin, je voudrais dédier cette thèse à ma famille, à mes frères et ma sœur et bien sûr à ma mère et Miloud. Maman, voilà le résultat de tout ce que tu as fait pour nous. Merci de m'avoir toujours soutenu et poussé plus loin.

Table des matières

Chapitre 1. Introduction générale	1
Chapitre 2. Télédétection et Couleur de l'eau	9
2.1. Optique marine : principes et bases	9
2.1.1. Géométrie d'observation.....	9
2.1.2. Grandeurs radiométriques	10
2.1.3. Propriétés optiques inhérentes des eaux naturelles.....	12
2.1.4. Propriétés optiques apparentes des eaux naturelles	15
2.1.5. Classification des eaux océaniques	17
2.2. Modélisation du signal atmosphérique	19
2.2.1. Le signal mesuré par le satellite.....	19
2.2.2. Les effets atmosphériques	20
2.2.3. Méthodes traditionnelles de correction atmosphérique en couleur de l'eau	23
Chapitre 3. Propriétés microphysiques et optiques des aérosols	26
3.1. Définition et sources.....	26
3.2. Distribution de taille.....	28
3.3. Distribution verticale des aérosols	31
3.4. Impact radiatif des aérosols.....	32
3.4.1. Effet direct.....	33
3.4.2. Effet semi-direct.....	34
3.4.3. Effet indirect.....	34
3.5. Propriétés optiques : paramètres clés	35
3.5.1. Epaisseur optique (AOD).....	35
3.5.2. Coefficient d'Angström	36
3.5.3. Albédo de simple diffusion	36
3.5.4. Indices de réfraction	38
3.5.5. Fonction de phase.....	39
3.5.6 Facteur d'asymétrie et rapport de rétrodiffusion	40
3.6. Les modèles aérosols.....	41
3.6.1. Les modèles de Shettle et Fenn (1979).....	41
3.6.2. Les modèles OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds).....	44
3.6.3. Les modèles dérivés d'observations AERONET	47

3.7. Conclusions	52
Chapitre 4. Caractérisation des propriétés optiques des aérosols sur Arcachon	53
4.1. Le réseau AERONET	53
4.1.1. Principes de la mesure et principaux algorithmes	54
4.1.2. Instruments et produits	58
4.2. Etude des propriétés optiques des aérosols pour le site d’Arcachon.....	59
4.2.1. Contexte climatique	60
4.2.2. Variabilité des propriétés optiques et microphysiques des aérosols du Bassin d’Arcachon	62
4.3. Conclusions	91
Chapitre 5. Développement d’un modèle de corrections atmosphériques pour capteurs THRS	92
5.1. Introduction	92
5.2. Le modèle ISAC.....	94
5.3. Description du site et des instruments	97
5.4. Evaluation de la performance du modèle ISAC	100
5.5. Résultats	102
5.5.1. Prise en compte de la variabilité des aérosols	102
5.5.2. Prise en compte de l’humidité relative	105
5.5.3. Evaluation du modèle ISAC	108
5.5.4. Etude de sensibilité de la réflectance marine.....	114
5.5.4.1. Variation de l’humidité relative et de la proportion en aérosols grossier	114
5.5.4.2. Variation de l’épaisseur optique	116
5.6. Discussions et conclusions	117
Chapitre 6. Impact de la réflectance spéculaire (ρ_g) sur la réflectance marine pour des capteurs THRS.....	119
6.1. Définition et géométrie.....	119
6.2. Méthodes de réduction de l’impact du sun glint.....	121
6.2.1. Evitement.....	121
6.2.2. Méthodes de correction du sun glint.....	122
6.3. Application des méthodes de correction du sunglint à l’imagerie haute résolution spatiale	131
6.3.1. Application au capteur Pléiades.....	131
6.3.2. Application au capteur LANDSAT 8	141
6.3.3. Comparaison entre capteurs	146
6.3 Conclusions	148

Chapitre 7. Estimation de la bathymétrie à partir de capteur THRS	149
7.1. De la réflectance marine à la bathymétrie	149
7.1.1. Le QAB	150
7.1.2. Le QAB ajusté pour Landsat.....	152
7.1.3. Méthodologie	153
7.1.4. Résultats	153
7.1.5. Discussion et conclusions	167
7.2. Conclusions	168
Chapitre 8. Conclusions générales et perspectives.....	169
8.1. Conclusions générales.....	169
8.2. Perspectives	172
Bibliographie.....	176

Liste des figures et tableaux

Figure 1.1. Exemple d'eaux de « couleurs » différentes (Sources : GDR LiGA\CNES)	2
Figure 1.2. Exemple de la variation saisonnière de la concentration en phytoplancton dans l'Océan Indien, entre Mai-Juin (gauche) et Septembre-Octobre (droite), (Sources : NASA)... 3	3
Figure 1.3. Principe de la télédétection RCE	4
Figure 2.1 Définition des conditions d'observations. (Sources : Guyot, 1992).	9
Figure 2.2. Géométrie de la luminance. (Sources : Doxaran, 2002, modifié).....	10
Figure 2.3. Géométrie de la luminance ascendante et descendante. (Sources : Doxaran, 2002, modifié)	12
Figure 2.4. Définition des IOPs. (Sources : Mobley, 1994).	13
Figure 2.5. Géométrie de la réflectance (Sources : Guyot, 1992).	16
Figure 2.6. Représentations des diverses contributions au signal total mesuré par le capteur	20
Figure 2.7. Contribution de la luminance marine (réflectance) au signal TOA, pour une eau claire et une eau turbide. (Sources : Gordon, 1994).	21
Figure 2.8. Fenêtres atmosphériques avec les principales molécules responsables de l'absorption. (Sources : F.F. Sabins, Jr., 1978)	22
Figure 2.9. Exemples de valeurs d'épsilon en fonction du modèle aérosol. (Sources : Gordon et Wang, 1994)	24
Figure 3.1. Diamètre de quelques types d'aérosols, Ndc = Noyaux de Condensation, NCdN = Noyaux de condensation des nuages, (Sources : Schaefer et Day, 1997)	26
Figure 3.2. Présentation simplifiée de la distribution en taille des aérosols. (Sources: United Kingdom Department of Environment, Food, and Rural Affairs, Expert Panel on Air Quality Standards, 2004, modifié).....	29
Figure 3.3. Forçage radiatif des différents constituants de l'atmosphère (Source : IPCC)....	32
Figure 3.4. Effets des aérosols sur le climat (Sources : IPCC)	35
Figure 3.5. Variation du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère pour différentes valeurs de SSA et d'albédo de surface (Sources : Russell et al., 2002).	38
Figure 3.6. Exemple de mesures de fonction de phase pour différents types d'aérosols (Maritime, Troposphériques, Continentaux, en fonction de l'angle de diffusion (source : CNES)	40
Figure 3.7. Distribution de taille (en nombre de particules) en fonction de l'humidité relative pour les modèles de Shettle et Fenn. (Sources : Clerici et Melin, 2005).	43
Figure 3.8. Albédo de simple diffusion à 550 nm en fonction de l'humidité relative. (Sources : Clerici et Melin, 2005).....	43
Figure 3.9. Constituants de base des modèles OPAC (Sources : Clerici et Melin, 2005).	44
Figure 3.10. Liste des différents modèles OPAC avec la composition des différents constituants (N) (Sources : Clerici et Melin, 2005).....	45
Figure 3.11. Albédo de simple diffusion en fonction de l'humidité relative pour les modèles continentaux et urbain. (Sources : Clerici et Melin, 2005).	46
Figure 3.12. Albédo de simple diffusion en fonction de l'humidité relative pour les modèles maritime et désert. (Sources : Clerici et Melin, 2005).....	46

Figure 3.13. Propriétés optiques de sites clé AERONET, g et ω_0 sont donnés aux longueurs d'ondes suivantes : 440/670/870/1020 nm. (Sources : Clerici et Melin, 2005).	47
Figure 3.14. Indices de réfraction réels et imaginaires (n_r , n_i), et distributions de taille.	48
Figure 3.15. Représentation de la distribution de taille pour les sites clé en fonction du type d'aérosol. (Sources : Clerici et Melin, 2005).	49
Figure 3.16. Représentation de l'albédo de simple diffusion pour les sites clé en fonction du type d'aérosol. (Sources : Clerici et Melin, 2005).	50
Figure 3.17. Propriété optiques des modèles définis par Omar et al, 2005 (Sources : Clerici et Melin, 2005).	51
Figure 3.18. Distribution de taille des différents clusters. (Sources : Clerici et Melin, 2005). 51	
Figure 4.1. Localisation des photomètres AERONET en activité en 2015 (Source : AERONET).....	53
Figure 4.2. Principe de la mesure directe	55
Figure 4.3. Principe de la mesure dans le plan direct	56
Figure 4.4. Principe de la mesure dans le plan d'almucantar	56
Figure 4.5. CIMEL CE318, utilisé par la plupart des sites AERONET (Sources : CIMEL)... 58	
Figure 4.6. Image Landsat 8 du Bassin d'Arcachon, acquise le 01/10/2014 (Source : Earthexplorer).....	60
Figure 4.7. Température mensuelle moyenne relevée à LEGE-CAP FERRET (1999-2009) (Sources : OASU/Meteo-France).....	61
Figure 4.8. Humidité relative mensuelle moyenne relevée à LEGE-CAP FERRET (2009-2014) (Sources : OASU/Meteo-France).....	61
Figure 4.9. Variation mensuelle de l'épaisseur optique à 500 nm (2009-2012)	63
Figure 4.10. Variation journalière de l'épaisseur optique à 500 nm, pour chaque saison	64
Figure 4.11. Distribution de fréquences de l'épaisseur optique à 500 nm	65
Figure 4.12. Distribution saisonnières de fréquences de l'épaisseur optique à 500 nm	66
Figure 4.13. Variation de la moyenne mensuelle du coefficient d'Angstrom (2009 – 2012) . 67	
Figure 4.14. Variation journalière du coefficient d'Angstrom, pour chaque saison.	68
Figure 4.15. Distribution de fréquences du coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm	69
Figure 4.16. Distribution saisonnières de fréquences du coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm.....	70
Figure 4.17. Distribution en volume de la taille des aérosols pour chaque saison.	71
Figure 4.18. Rétrotrajectoires des masses d'air arrivant sur Arcachon les 19 et 20 août 2012 72	
.....	75
Figure 4.19. Distribution moyenne mensuelles en volume de la taille des aérosols (2009 – 2012).	75
Figure 4.20. Valeurs moyennes mensuelles de l'albédo de simple diffusion (SSA) en fonction de la longueur d'onde	79
Figure 4.21. Valeurs moyennes saisonnière de l'albédo de simple diffusion (SSA) en fonction de la longueur d'onde (Hiver : $n = 2$; Printemps : $n = 14$; Été = 3 ; Automne : $n = 1$).	80
Figure 4.22. Moyennes mensuelles de la dépendance spectrale de la partie réelle de l'indice de réfraction	80

Figure 4.23. Moyennes saisonnières de la dépendance spectrale de la partie réelle de l'indice de réfraction.....	81
Figure 4.24. Rétrotrajectoires des masses d'air arrivant sur Arcachon les 04 et 08 avril 2010	82
Figure 4.25. Moyennes saisonnières de la dépendance spectrale de la partie imaginaire de l'indice de réfraction.....	82
Figure 4.26. Moyennes saisonnières de la dépendance spectrale de la partie imaginaire de l'indice de réfraction.....	83
Figure 4.27. Moyennes mensuelles de la dépendance spectrale du facteur d'asymétrie	86
Figure 4.28. Moyennes saisonnières de la dépendance spectrale du facteur d'asymétrie.	87
Figure 4.29. Relation entre les valeurs de moyennes journalières de l'épaisseur optique à 500 nm et le coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm	88
Figure 4.30. Relation entre les valeurs de moyennes mensuelles de la fraction fine des aérosols et le coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm	90
Figure 5.1. Représentation schématique du modèle ISAC	97
Figure 5.2. Image L8/OLI (2014-10-01) au-dessus du Bassin d'Arcachon avec les localisations du CIMEL, de la station météo du Lege Cap-Ferret.....	99
Figure 5.3. Climatologie de quelques paramètres liés aux propriétés optiques des aérosols, (a) rayon moyen fin, (b) rayon moyen grossier, (c) écarts-types, (d) proportion en aérosols grossiers.....	103
Figure 5.4. Climatologie de la valeur moyenne du SSA(440) pour $0.2 < \tau_{870} < 0.3$ et dépendance spectrale du SSA pour $0.2 < \tau_{870} < 0.3$ et $\omega_{0440} > 0.935$	104
Figure 5.5. Distribution de taille moyennée entre 8 et 9 :00 UTC le 22/02/2013 (gauche) avec l'origine des masses d'air associée. (droite).....	105
Figure 5.6. Distribution de taille à 7:30 UTC le 08/09/2010 (gauche) avec l'origine des masses d'air associée.(droite)	106
Figure 5.7. Zoom sur image L8/OLI du 17/03/2015 avec localisation du point de mesure associé	109
Figure 5.8. Comparaison des réflectances marines retrouvées avec les réflectances marines in-situ pour l'image du 17/03/2015.	110
Figure 5.9. Zoom sur image L8/OLI du 20/10/2015 avec localisation du point de mesure associé.	111
Figure 5.10. Comparaison des réflectances marines retrouvées avec les réflectances marines in-situ pour l'image du 20/10/2015.....	112
Figure 5.11. Zoom sur image L8/OLI du 23/07/2015 avec localisation du point de mesure associé.	113
Figure 5.12. Comparaison des mesures in-situ et retrouvées sur l'image L8/OLI du 23/07/2015.....	113
Figure 5.13. Spectre de réflectance TOA en conditions de ciel clair et en présence d'aérosols type « Biomass burning » mesuré par SCIAMACHY (Sources : IPCC/TEA, modifié).	114
Figure 5.14. Variation de la réflectance marine dans la bande bleue, en fonction de l'humidité relative (Rh) et de la proportion en aérosols grossiers (Coarse AOD proportion) pour $\rho_{TOA} = 0.1$ et $\tau = 0.15$	115

Figure 5.15. Variation de ρ_w dans la bande bleue (haut) et dans la bande verte (bas) en fonction de ρ_{TOA} pour trois valeurs de τ .	116
Figure 6.1. Géométrie du sun glint	119
Figure 6.2. Exemple de l'impact du sun glint sur l'imagerie satellite très haute résolution (Sources : CNES/RTU-PLÉIADESS).	120
Figure 6.3. Effet et géométrie du sun glint sur surface plane (sources : NASA)	120
Figure 6.4. Effet et géométrie du sun glint sur surface rugueuse (sources : TechLink)	121
Figure 6.5. Absorption de l'eau en fonction de la longueur d'onde (d'après Hale et Query, 1973 ; Pope et Fry, 1997).	125
Figure 6.6. Indice de réfraction de l'eau en fonction de la température et de la salinité (Sources : HypsIRI Sunlint report).	126
Figures 6.7. Exemples de spectres de réflectance TOA sous différentes conditions d'acquisitions, avec en rouge le spectre de la réflectance du glint (Sources : Ocean Optics web book).	126
Figure 6.8. Représentation graphique de la méthode d'Hedley (Source : Kay et al., 2009).	127
Figure 6.9. Sensibilité spectrale des bandes Pléiades (Source : CNES).	132
Figure 6.10. Sélection des pixels d'eaux profondes à partir de la bande NIR Pléiades (gauche), détermination de la pente à partir des pixels sélectionnés (droite).	133
Figure 6.11. Composition colorée couleur naturelle de l'image Pléiades avant correction (figure de gauche) puis respectivement, corrigée selon la méthode de Hedley, Lyzenga et enfin la méthode NIR, pour chaque échantillon choisi.	134
Figure 6.12. Variations de la réflectance le long du transect pour les 4 bandes Pléiades.	135
Figure 6.13. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Hedley.	136
Figure 6.14. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Lyzenga.	137
Figure 6.15. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode NIR.	138
Figure 6.16. Variation de l'écart-type de ρ_w dans une zone d'eau profonde en fonction du nombre de pixels (N).	140
Figure 6.17. Variations de la réflectance le long du transect pour les 4 bandes L8.	142
Figure 6.18. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Hedley.	143
Figure 6.19. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Lyzenga.	144
Figure 6.20. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode NIR.	145
Figure 6.21. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image L8 (haut) et Pléiades dégradée à 30 m (bas).	147
Figure 7.1. Schéma conceptuel du QAB	151
Figure 7.2. Comparaison entre hauteurs d'eau H obtenues avec le QAB et in-situ, avec toutes les sondes (haut) après filtre (bas). La droite 1:1 est représentée en pointillés.	154

Figure 7.3. Comparaison entre hauteurs d'eau H obtenues avec le QAB et in-situ, avec les sondes moyennées (haut) après filtre sur l'écart-type (bas). La droite 1:1 est représentée en pointillés.	155
Figure 7.4. Comparaison entre hauteurs d'eau H obtenues avec le QAB et in-situ, en fonction de la valeur de R^B . La droite 1:1 est représentée en pointillés.	157
Figure 7.5. Comparaison entre hauteurs d'eau H obtenues avec le QAB et in-situ, en fonction de la valeur du K_d . La droite 1:1 est représentée en pointillés.	158
Figure 7.6. Impact de la variation du K_d et de R^B sur la cartographie de la hauteur d'eau (en m).	159
Figure 7.7. Comparaison des hauteurs d'eau inversées et in-situ le long du transect pour différentes valeur de K_d et de R^B (haut). Différence relative (en %) entre différentes valeurs de K_d et de R^B (bas).	160
Figure 7.8. Impact des corrections atmosphériques sur l'inversion des hauteurs d'eau.	162
Figure 7.9. Comparaison des hauteurs d'eau inversées et in-situ le long du transect pour différentes méthodes de correction atmosphérique (haut) et différences relatives associées (bas).	163
Figure 7.10. Relation entre hauteurs d'eau in-situ et la réflectance dans la bande verte selon le calcul de Stumpf et al., 2013.	164
Figure 7.11. Comparaison des résultats obtenus avec la méthode Stumpf (haut) et le QAB (bas) avec les données in-situ.	165
Figure 7.12. Comparaison des résultats obtenus le long du transect avec la méthode Stumpf (haut) et le QAB (bas) avec les données in-situ.	166
Figure 7.13. Comparaison entre le QAB S5 (haut) et QAB L8 (bas)	167
Tableau I.1. Missions spatiales en cours (Sources : site web IOCCG)	3
Tableau II.1. Contribution des différentes sources au signal total mesuré dans des conditions sans réflexion spéculaire (sun glint) (d'après Kay et al., 2009)	20
Tableau III.1. Estimation des émissions annuelles actuelles (en Tg/an) des principaux types d'aérosols (Sources : IPCC, 2001, 2007).	27
Tableau III.2. Forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère (en moyenne annuelle et à l'échelle globale) des principaux composants de l'aérosol (Sources : Forster et al., 2007)	33
Tableau III.3. SSA à 500 nm pour les principaux composés chimiques de l'aérosol.	37
Tableau III.4. Valeurs de g à 500 nm pour les principaux composés chimiques de l'aérosol.	41
Tableau III.5. Composition des modèles de Shettle et Fenn, 1979	42
Tableau IV.1. Variation saisonnière de l'épaisseur optique à 500 nm avec l'écart-type associé	63
Tableau IV.2. Variation saisonnière du coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm avec l'écart-type associé.	68
Tableau IV.3. Paramètres moyens mensuels et saisonniers de la distribution en taille des aérosols (en volume)	76
Tableau IV.4. Comparaison des paramètres de distribution de taille moyens entre 2009 et 2012.	78

Tableau IV.5 Fréquence de distribution en % du type d'aérosol à partir des seuils de Pace et al, 2006 (a), Salinas et al, 2009 (b) et Smirnov et al, 2002 (c) (Mar : Maritime, Dust : poussière, Bio/Urb : combustion/urbains , Mix : mélange/indéterminé)	88
Tableau IV.6. Seuils utilisés pour déterminer la proportion de chaque type d'aérosols. La classe « Mixed » correspond aux non classés.	89
Tableau IV.7. Coefficients de régression linéaire (r^2) et équations des droites de régression pour les paramètres considérés	90
Tableau V.1. Caractéristiques de L8/OLI (Vanhellemont, Ruddick, 2014).....	100
Tableau V.2. Images L8/OLI utilisées dans cette étude avec nom de m' image et les conditions atmosphériques associées. <i>L'exposant * indique l'acquisition simultanée de données in-situ</i>	101
Tableau V.3. Valeurs des rayons moyens (r_f , r_c) et écarts-types (σ_f , σ_c) fins et grossiers, pour chaque valeur d'humidité relative.....	107
Tableau V.4a-4b. Valeurs des indices complexes de réfraction pour le modèle Troposphérique (T) et Maritime (M) pour chaque bande L8/OLI en fonction de Rh	107
Tableau V.5. Différences relatives (en %) entre les données in-situ et satellites	110
Tableau V.6. Différences relatives (en %) entre les données in-situ et satellites	112
Tableau VI.1 Résumé de méthodes utilisées pour la correction du sun glint (Sources : Kay et al., 2009).....	123
Tableau VI.2. Description des bandes du capteur Pléiades.	131
Tableau VI.3. Statistiques pour les 4 bandes Pléiades le long du transect pour l'image non corrigée.....	135
Tableau VI.4. Statistiques pour les bandes Pléiades le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Hedley.....	136
Tableau VI.5. Statistiques pour les bandes Pléiades le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Lyzenga.....	137
Tableau VI.6. Statistiques pour les bandes Pléiades le long du transect pour l'image corrigée par la méthode NIR.....	138
Tableau VI.7. Comparaison des niveaux de bruit avant et après correction.	140
Tableau VI.8. Statistiques pour les 4 bandes L8 le long du transect pour l'image non corrigée.	142
Tableau VI.9. Statistiques pour les 4 bandes L8 le long du transect après correction avec la méthode Hedley.....	143
Tableau VI.10. Statistiques pour les 4 bandes L8 le long du transect après correction avec la méthode Lyzenga.....	144
Tableau VI.11. Statistiques pour les 4 bandes L8 le long du transect après correction avec la méthode NIR.	145
Tableau VI.12. Comparaison des niveaux de bruit avant et après correction.	146

Chapitre 1

Introduction générale

Avec plus de 23% de la population mondiale vivant à moins de 15 km des côtes (IPCC, 2007), les zones côtières constituent des environnements subissant de fortes contraintes socio-économiques et environnementales (pression démographique, artificialisation du domaine marin, risques liés aux changements globaux). Sa sauvegarde et sa gestion durable sont des enjeux majeurs qui ont conduit à la mise en place de politiques d'adaptation tant au niveau national que local.

Situés à l'interface des domaines terrestres et maritimes, les zones côtières représentent une fraction non négligeable de la productivité des océans (Field et al., 1998). Cette productivité est provoquée par des phénomènes d'eutrophisation due à un enrichissement des eaux en nutriments terrigènes ainsi que par une stratification et des mélanges verticaux saisonniers. Ces eaux de surface enrichies sont propices à la croissance du phytoplancton et à la productivité primaire. Ces phénomènes peuvent notamment impacter les conditions d'absorption ou de diffusion de la lumière du Soleil dans l'eau. Cette eutrophisation peut également avoir une origine anthropique directe ou indirecte avec le développement des activités telles que l'industrie, la pêche ou l'agriculture, engendrant des perturbations et des modifications des spécificités du milieu, allant jusqu'à des phénomènes d'hypoxie du milieu (Programme ETIAGE, Lanoux et al., 2013 ; Etcheber et al., 2011 ; Sottolichio et al., 2011). Cependant l'impact de ces changements est bilatéral car l'Homme se retrouve également influencé par ces changements écologiques induits sur le milieu naturel, tels que la pollution des eaux, le recul du trait de côte entraînant des migrations des populations (Scavia, 1997). La préservation de ces écosystèmes clés nécessite l'élaboration de données de qualité et la mise en place de réseaux de surveillance comme SOMLIT au niveau national et MAGEST au niveau local, permettant ainsi une meilleure compréhension du fonctionnement de ces écosystèmes. La connaissance et la gestion de la qualité de l'eau, la prédiction des blooms phytoplanctoniques, l'estimation du recul du trait de côte et la cartographie de la bathymétrie sont quelques exemples des besoins actuels pour une protection efficace des environnements et des activités économiques en zones côtières.

Les zones côtières sont caractérisées par des propriétés environnementales particulières, à la fois d'un point de vue physique (instabilités géomorphologiques, dépendance aux conditions atmosphériques due aux faibles profondeurs, présence de marée), et biologique (présence d'écosystèmes souvent uniques basés sur des populations de macrophytes ou de récifs coralliens). Ces caractéristiques rendent les études délicates d'une part car les moyens traditionnels de mesure (navire, sondeur, station de mesure, etc.) sont rarement adaptés aux faibles profondeurs qui présentent de fortes variabilités dans leur faciès

et d'autre part car les paramètres biogéochimiques en milieu côtier ont une forte variabilité spatiale et temporelle (Mouw et al., 2015 ; Klemas, 2013).

La radiométrie de la couleur de l'eau (RCE) est une discipline qui étudie les variations spectrales de la lumière rétrodiffusée par les surfaces aquatiques dans les domaines du visible (VIS) et du proche infrarouge (PIR). Ces surfaces concernent à la fois les océans et les surfaces aquatiques continentales. La couleur de ces surfaces peut varier d'un bleu profond quand les eaux sont pures, à des verts foncés quand les eaux sont riches en phytoplancton (Figure 1.1). Afin d'observer, les océans et les zones côtières, des radiomètres multi- et/ou hyper-spectraux ont été embarqués à bord de plateformes spatiales permettant ainsi une fréquence de mesures élevée (journalière), sur plusieurs années (en général associée à la durée de vie des satellites et à la succession des missions spatiales), une résolution spatiale élevée (quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres), et une couverture quasi globale du globe. C'est dans les années 1970 que la télédétection spatiale de la couleur de l'eau voit le jour avec l'idée de cartographier la concentration en phytoplancton à partir de mesures de la dépendance spectrale de la lumière rétrodiffusée par les océans (Clarke et al., 1970).

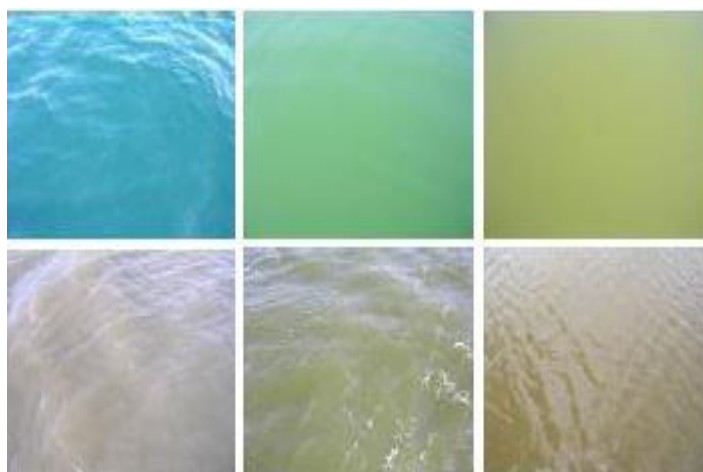


Figure 1.1. Exemple d'eaux de « couleurs » différentes (Sources : GDR LiGA\CNES)

C'est en 1978 que le 1^{er} satellite dédié à la RCE est lancé. Ce capteur appelé Coastal Zone Color Scanner (CZCS) n'était prévu que pour une mission de 1 an seulement. Il fournit des données jusqu'en 1986. Il permet de se faire une image totalement nouvelle de la répartition des concentrations en phytoplancton dans l'océan (Banse et English, 2000) (Figure 1.2). La répétitivité et la qualité des données de CZCS ont démontré l'intérêt des observations spatiales pour l'océanographie.

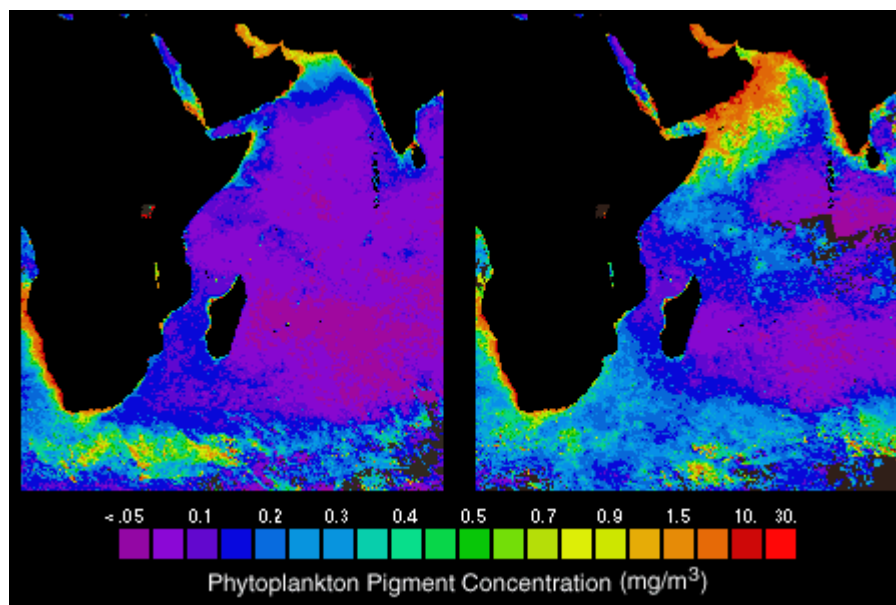


Figure 1.2. Exemple de la variation saisonnière de la concentration en phytoplancton dans l'Océan Indien, entre Mai-Juin (gauche) et Septembre-Octobre (droite), (Sources : NASA).

Dès lors, de nombreux programmes spatiaux sont nés issus des agences spatiales à travers le monde. Le tableau I.1 liste les missions actuellement en cours. Une liste des missions passées et des futures est consultable sur http://ioccg.org/sensors_ioccg.html. Ces missions dédiées principalement à l'observation de l'océan hauturier permettent de mesurer de très nombreux paramètres biologique (Chlorophylle...), biogéochimique (Matières en suspension...) et géophysiques (vent, température de l'eau, salinité, houles, paramètres atmosphériques, bilans radiatifs...), permettant ainsi une compréhension globale du fonctionnement des océans.

Tableau I.1. Missions spatiales en cours (Sources : site web IOCCG)

Capteur	Agence	Satellite	Date de lancement	Résolution spatiale (m)	Nombre de bandes
COCTS CZI	SOA (China)	HY-1B	11 April 2007	1100 250	10 4
GOCI	KARI/KIOST (South Korea)	COMS	26 June 2010	500	8
MERSI	CMA (China)	FY-3A	27 May 2008	250/1000	20
MERSI	CMA (China)	FY-3B	5 November 2010	250/1000	20
MERSI	CMA (China)	FY-3C	23 September 2013	250/1000	20
MODIS-	NASA	Aqua	4 May 2002	250/500/1000	36

Aqua	(USA)	(EOS-PM1)			
MODIS-Terra	NASA (USA)	Terra (EOS-AM1)	18 Dec. 1999	250/500/1000	36
OCM-2	ISRO (India)	Oceansat-2 (India)	23 Sept. 2009	360/4000	8
VIIRS	NOAA (USA)	Suomi NPP	28 Oct. 2011	375 / 750	22

Le principe général de la mesure de la RCE repose sur deux grandes étapes : les corrections atmosphériques et les modèles d'inversion (Figure 1.3). Ces étapes permettent le passage d'une mesure radiométrique au-dessus de l'atmosphère (notée TOA pour « Top-of-Atmosphere ») dans les régions du spectre lumineux, aux paramètres bio-géophysiques recherchés.

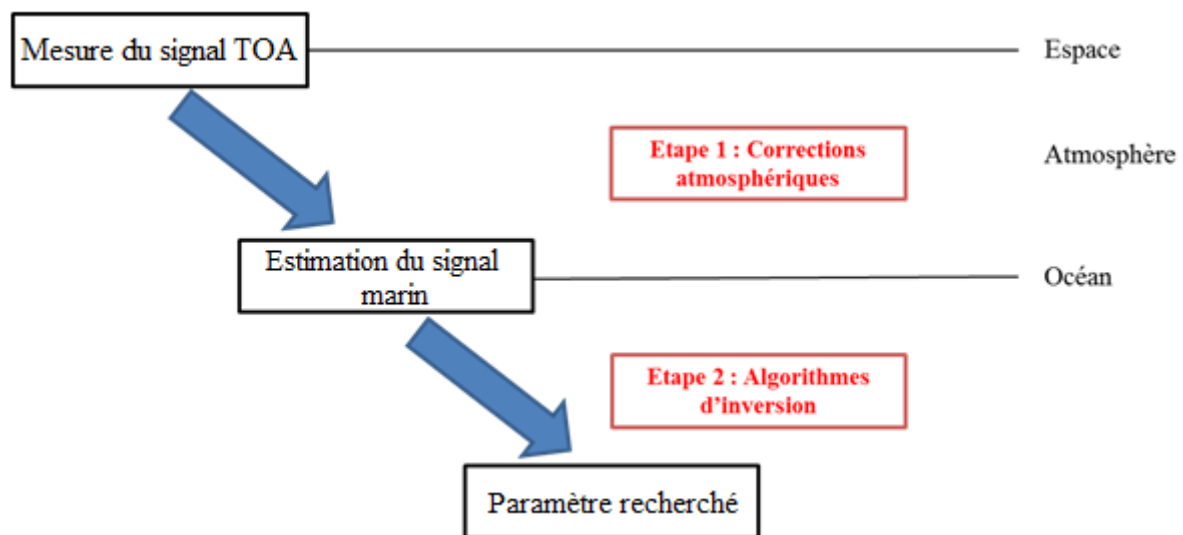


Figure 1.3. Principe de la télédétection RCE

Les capteurs embarqués sur les satellites mesurent le rayonnement électromagnétique solaire réfléchi par le système océan-atmosphère. Pour la télédétection RCE, cette mesure est effectuée dans le domaine du visible (entre 400 et 700 nm), dans le proche infrarouge (entre 700 et 1000 nm) et dans le domaine du moyen infrarouge (> 1000 nm). Les informations contenues dans le proche infrarouge vont servir à corriger le signal des effets atmosphériques, alors que les informations contenues dans le visible renseignent sur le contenu des eaux. Pour des applications telles que la cartographie, la reconnaissance de formes ou la classification de certains objets, l'information brute (non traitée radiométriquement) est suffisante (Ahmadi et Hames, 2009). Mais pour l'estimation des paramètres biogéochimiques, le signal TOA

nécessite d'être corrigé des effets de l'atmosphère, puis ce signal corrigé sert d'entrée à un algorithme d'inversion.

En fonction de la partie du spectre considérée et du champ de vue instantané (noté IFOV pour instantaneous field of view), la quantité d'énergie enregistrée par le capteur ne sera pas la même. La taille du pixel à la surface va être déterminée par l'ouverture angulaire de l'IFOV. Pour l'observation des eaux hauturières (éloignées des côtes), une basse résolution (taille du pixel > 100 m) est suffisante, cependant dans les eaux côtières où un suivi des variations spatio-temporelles de la morphologie est nécessaire, la très haute résolution spatiale (taille du pixel < 50 m) est recommandée (IOCCG, rapport 13 ; Mouw et al., 2015 ; Klemas, 2013 ; Roy et al., 2014). Une des principales difficultés dans la construction des capteurs « couleur de l'eau » est d'obtenir des rapports signal/bruit élevés malgré un signal mesuré assez faible. Ceci constitue une des principales limitations à l'utilisation des capteurs THRS (SPOT, Pléiades, Landsat, Sentinel-2) qui sont majoritairement conçus pour l'observation des terres émergées.

Le capteur satellite mesure une luminance (flux de lumière dans un angle solide donné). Cette luminance est dite alors totale car elle est la somme de la contribution de l'atmosphère, de la colonne d'eau et de l'état de surface. Cependant, en télédétection « couleur de l'eau », on recherche la luminance provenant de la colonne d'eau, ce qui implique de corriger la luminance totale : cette étape est appelée « corrections atmosphériques ».

L'étape des corrections atmosphériques va consister à retirer de la luminance totale, la partie du rayonnement rétrodiffusé par les molécules et les aérosols et éventuellement la partie réfléchie par la surface, n'ayant jamais pénétré l'océan (voir Chapitre 2, 5 et 6). Afin de procéder à ces corrections, le signal est décomposé en différentes contributions. Les contributions principales provenant de la diffusion des molécules et des aérosols. La contribution par les molécules est facilement déterminée à partir de la pression atmosphérique et de l'indicatrice de diffusion des molécules (Gordon et al., 1988 ; Gordon & Wang, 1992). La contribution des aérosols représente quant à elle, le principal défi car leur concentration est très variable dans le temps et dans l'espace et on ne connaît pas à priori leur contenu ni leurs propriétés de diffusion et/ou d'absorption. Entre l'émission de poussières qui accompagne une éruption volcanique, en passant par les tempêtes de sable, les feux de forêts jusqu'aux émissions de particules dues à l'industrialisation, les propriétés optiques des aérosols sont complexes et variées. Pour estimer cette composante, deux méthodes sont principalement utilisées. La première consiste à estimer la contribution des aérosols à partir de l'image et du signal mesuré, corrigé de la diffusion de Rayleigh dans deux bandes dans le PIR ou moyen infrarouge (SWIR), où on estime que le signal de l'eau est proche de zéro (Gordon et Clark, 1981) à cause des fortes propriétés d'absorption. Le signal alors mesuré est associé aux aérosols. La contribution des aérosols dans le visible est ensuite obtenue par extrapolation grâce au modèle aérosol approprié. Ces méthodes se basent sur une connaissance à posteriori des aérosols (Gordon, 1978 ; Bricaud & Morel, 1987 ; André & Morel, 1991 ; Gordon & Wang, 1994 ; Fraser et al., 1997 ; Gordon, 1997 ; Antoine & Morel, 1998, 1999). L'autre méthode est basée sur une connaissance à priori des aérosols. Elle consiste à estimer la

contribution des aérosols à partir d'un code de transfert radiatif grâce à la connaissance de leurs propriétés optiques. Cette connaissance est possible grâce à des mesures in-situ avec un photomètre, par exemple. A partir de ces propriétés optiques, le code va alors estimer la contribution des aérosols sur l'ensemble du spectre. Cette deuxième méthode est notamment utile pour des capteurs qui ne possédant pas ou seulement une seule bande dans l'infrarouge et/ou dont le signal/bruit est trop faible.

Après avoir extrait le signal marin et dans le but d'obtenir le paramètre recherché (concentration en chlorophylle, hauteur d'eau, etc.), un modèle d'inversion doit être utilisé. Ce modèle peut être soit bio-optique ou physique. Ces algorithmes sont trouvés principalement sous deux formes : empiriques ou semi-analytiques. Les algorithmes empiriques permettent de modéliser la relation entre un rapport de réflectance (le rapport de la luminance sur l'éclairement incident) à différentes longueurs d'ondes et le paramètre désiré à partir de relations statistiques. Ces relations sont établies à partir de mesures in-situ du paramètre considéré et de mesures de réflectances à plusieurs longueurs d'ondes. En ce qui concerne les algorithmes semi-analytiques, la relation réflectance-paramètre est établie à partir de modèles. Dans ce cas, les valeurs du rapport de réflectance sont obtenues à partir des propriétés optiques comme l'absorption et la rétrodiffusion. Ces algorithmes permettent notamment de mieux considérer les causes physiques et/ou biologiques des variations de la couleur de l'eau. Cependant, ils nécessitent d'obtenir des paramétrisations réalistes pour l'absorption et la diffusion et ceci représente la principale limitation.

Dans ce travail, nous nous proposons de développer une chaîne de traitements en vue de fournir un produit satellite corrigé permettant le suivi de la qualité des eaux côtières et l'élaboration de cartes de bathymétrie en eaux peu profondes, à partir d'imagerie spatiale à très haute résolution. Avec le lancement en 2013 de Landsat 8 et en 2015 de Sentinel-2, un tel outil présente un intérêt majeur pour disposer de données régulières (tous les 5 jours pour Sentinel-2) de qualité, pouvant servir à de nombreuses applications.

Cette thèse fut motivée par deux constatations :

En premier lieu, les capteurs THRS se multiplient mais demeurent sous-utilisés par la communauté « couleur de l'océan » en raison de limitations en termes de nombre de bandes et de qualité du signal mesuré (rapport signal sur bruit) et en raison de méthodes de corrections atmosphériques inadaptées sur l'eau. Or la nouvelle génération (Landsat 8, Sentinel-2) tend à combler les lacunes en termes de bandes et de qualité de la mesure. Il a été démontré que les données issues des missions à haute résolution spatiale (HRS) permettent d'apporter des éléments de connaissances important pour l'étude des zones côtières (Mouw et al., 2015 ; Klemas, 2013 ; Roy et al., 2014 ; Capo et al. 2014).

En second lieu, bien que la télédétection dispose de nombreux outils et algorithmes permettant de quantifier un grand nombre d'observables utiles à la gestion durable et à la surveillance des zones côtières, ces méthodes demeurent encore sous-utilisées et notamment par les gestionnaires. Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi de nous intéresser à l'inversion de la bathymétrie à partir d'images THRS.

Au vu de ces constatations, nous nous inscrivons dans un cadre opérationnel susceptible de fournir des images d'entrée de qualité pouvant à terme être utilisées pour des applications telles que l'assimilation de données couplées avec des modèles d'hydrodynamique sédimentaire (Doxaran et al, 2009), ou pour établir des cartes d'aide à la décision.

Afin de satisfaire à cette approche, et dans le cadre de notre processus de corrections atmosphériques des images, nous avons choisi une approche intégrant des données d'observations locales de l'atmosphère, afin d'en déduire un modèle aérosol et de l'intégrer à un code de transfert radiatif pour simuler la contribution des aérosols à travers l'élaboration de look up tables (LUTs) intégrées dans une chaîne de traitement. Les sorties de cette chaîne sont utilisées comme entrées dans une autre chaîne permettant de transformer ces images en produits géophysiques, comme la bathymétrie.

Ce travail de thèse se structure en 7 chapitres :

Nous venons de montrer la nécessité d'obtenir des données de qualité et avons présenté la télédétection couleur de l'eau comme un outil adapté à ces besoins. Avant de rentrer au cœur des objectifs de la thèse, il est important de rappeler le principe de la télédétection couleur de l'eau et de décrire les grandeurs physiques mesurées. C'est ce que nous ferons dans le **chapitre 2**. Le **chapitre 3** est consacré à l'étude des aérosols. Nous décrivons leurs propriétés optiques et microphysiques, et les paramètres notamment utilisés pour établir des modèles aérosols. Une bibliographie de différents modèles est également fournie

Le **chapitre 4** est consacré à l'étude des propriétés optiques des aérosols au-dessus d'Arcachon et leurs variations temporelles et spatiales ; à partir des données d'observations AERONET. Le réseau AERONET ainsi que les méthodes de mesures sont d'abord introduits. Puis une analyse fine de quatre années d'observations est réalisée que cela soit au niveau des propriétés optiques et microphysiques des aérosols.

Le **chapitre 5** décrit la méthode de corrections atmosphériques que nous avons développées à partir d'un modèle aérosol local. Notre méthode est par la suite évaluée par rapport à d'autres méthodes.

Le **chapitre 6** s'intéresse aux effets de surface à travers la correction de la réflexion spéculaire ou sun glint pour les capteurs THRS. Une comparaison des méthodes de correction de ces effets sur deux capteurs est effectuée.

Enfin dans le **chapitre 7**, nous nous intéressons à l'inversion de la bathymétrie afin d'illustrer notamment l'importance de développer des modèles de correction atmosphérique ainsi que le potentiel des capteurs THRS pour établir des cartes de profondeur. Après une première partie décrivant la sensibilité de la réflectance aux paramètres du modèle, une description du modèle d'inversion ainsi qu'une étude de sensibilité sur ce modèle est effectuée.

Chapitre 2

Télédétection et Couleur de l'eau

2.1. Optique marine : principes et bases

Dans cette partie, nous décrivons les notions de base utilisées en optique marine et les relations fondamentales qui relient la grandeur mesurée par les satellites aux propriétés optiques de l'océan et de l'atmosphère. La modélisation du signal marin sera évoquée dans le chapitre 7.

2.1.1. Géométrie d'observation

L'observation d'une surface terrestre, A , par un capteur satellite est définie selon certains angles (Figure 2.1) :

- L'angle zénithal solaire, θ_s , angle entre la direction du soleil et la normale, Z , au point observé
- l'angle zénithal de visée, θ_v , angle entre la direction d'observation et Z
- l'angle azimutal relatif, ϕ , angle entre les plans verticaux ($\phi_s - \phi_v$)

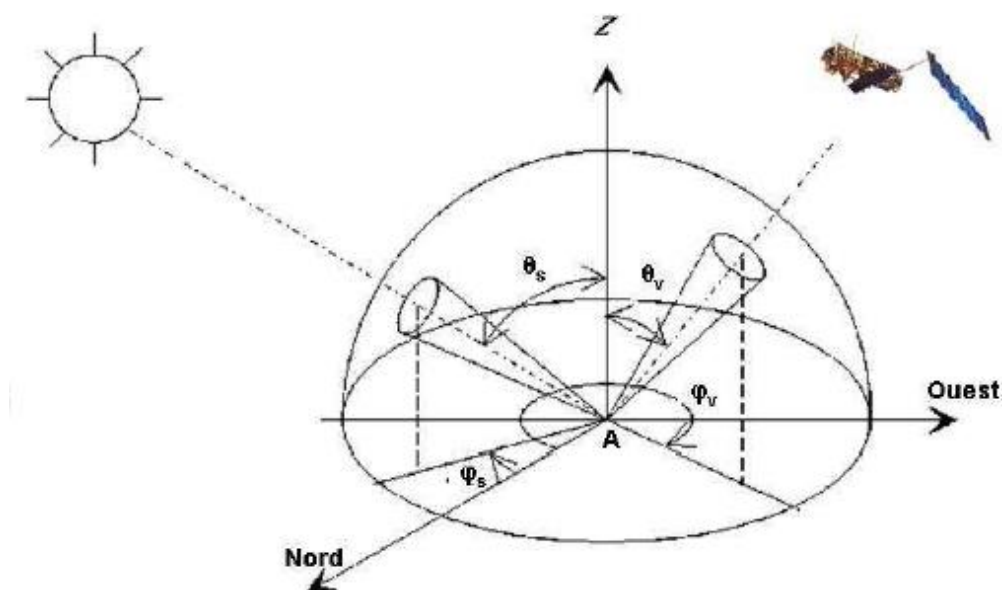


Figure 2.1 Définition des conditions d'observations. (Sources : Guyot, 1992).

2.1.2. Grandeurs radiométriques

Les grandeurs radiométriques permettent de caractériser la manière dont le rayonnement se propage dans un milieu. En optique marine, les principales grandeurs utilisées sont la luminance (en anglais, radiance) et l'éclairement (irradiance). Dans ce chapitre, nous définissons les notions les plus importantes pour notre étude.

Soit dF , un flux d'énergie radiative monochromatique (en $\text{W} \cdot \mu\text{m}^{-1}$), éclairant une surface dA , ou émis par cette surface. L'éclairement monochromatique, E , en $\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \mu\text{m}^{-1}$, est défini comme le rapport entre le flux dF et la surface A :

$$E = \frac{dF}{dA}$$

Soit, dE , un éclairement élémentaire, rayonné depuis une surface dA , dans une direction θ , à travers un angle solide $\Delta\Omega$, en sr (Figure 2.2).

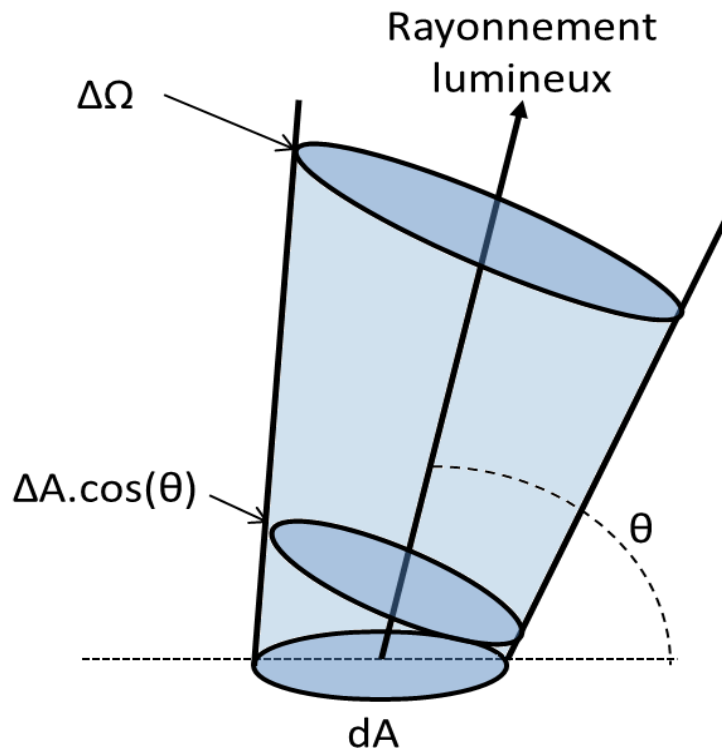


Figure 2.2. Géométrie de la luminance. (Sources : Doxaran, 2002, modifié)

La luminance $L(\theta, \phi)$, en $\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$, est alors définie par :

$$L(\theta, \phi) = \frac{dE}{d\Omega \cdot dA \cdot \cos(\theta)}$$

La luminance est donc une intensité lumineuse par unité de surface et par unité d'angle solide. Sa valeur absolue est indépendante de la distance. C'est cette grandeur qui est mesurée par les spectroradiomètres embarqués sur les plateformes satellites ou déployés sur le terrain pour des mesures *in situ*. La luminance est une quantité fondamentale en optique marine, notamment pour toutes applications liée à la télédétection couleur de l'eau. On distingue en particulier (Figure 2.3) :

- La luminance ascendante (upwelling radiance), $Lu(0^-, \theta', \phi', \lambda)$: la luminance ascendante juste sous la surface à une profondeur 0^- , dans une direction de propagation définie par l'angle zénithal, θ' , et azimutal, ϕ' ;
- La luminance émergente de l'eau (water leaving reflectance), $Lw(\theta, \phi, \lambda)$: la luminance en provenance de l'eau, traversant l'interface eau/air et captée dans la direction de propagation (θ, ϕ) .
- La luminance émergente de l'eau normalisée (normalised water leaving reflectance), $Lwn(\theta, \phi, \lambda)$ en $\mu W \cdot cm^{-2} \cdot nm^{-1} \cdot sr^{-1}$: Elle a été notamment introduite pour les mesures réalisées à partir de capteurs satellites. Elle est définie par (Gordon et Clark, 1981 :

$$Lwn(\lambda) = \frac{F_0(\lambda)Lw(\lambda)}{Ed(\lambda, \theta_s)}$$

avec F_0 l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère, à une longueur d'onde donnée. $Ed(\lambda, \theta_s)$ est l'éclairement descendant juste au-dessus de la surface.

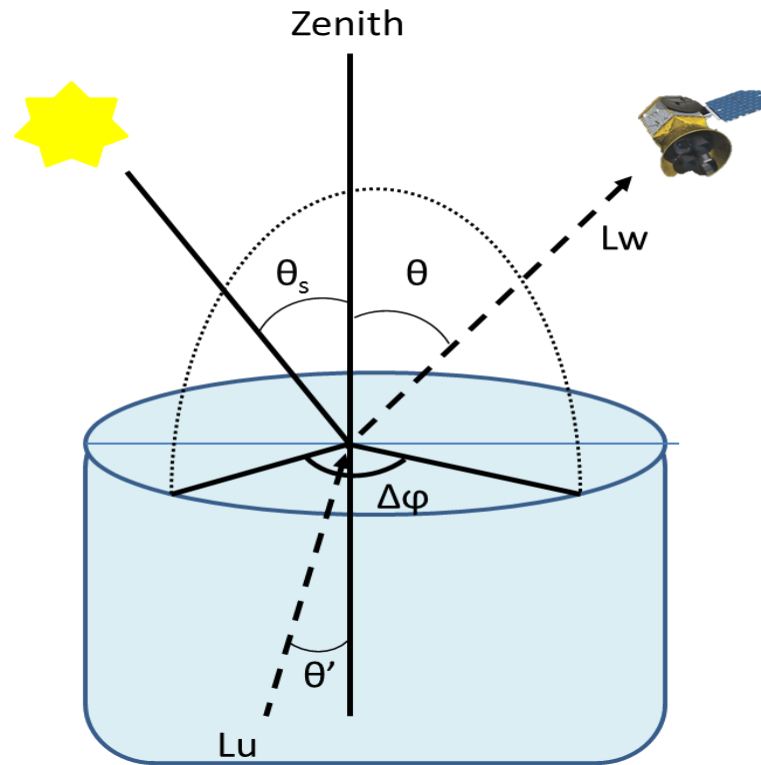


Figure 2.3. Géométrie de la luminance ascendante et descendante. (Sources : Doxaran, 2002, modifié)

2.1.3. Propriétés optiques inhérentes des eaux naturelles

Les propriétés optiques inhérentes ou IOPs (Inherent Optical Properties) d'une eau naturelle sont définies comme les propriétés d'interaction du milieu aquatique (molécules d'eau, particules en suspension, et matière dissoute) avec la lumière, indépendamment des conditions d'éclairement. Un photon pénétrant dans l'eau est soit absorbé, soit diffusé. Ces deux propriétés inhérentes (absorption et diffusion) dépendent de la longueur d'onde. Elles sont représentées par le coefficient d'absorption, a , et de diffusion, b , en m^{-1} .

Afin de définir ces coefficients, considérons un milieu homogène de volume dV , d'épaisseur dr , éclairé par une source lumineuse monochromatique de longueur d'onde λ , en nm, dont le flux spectral énergétique est noté $\Phi_i(\lambda)$ (Figure 2.4). On suppose qu'il n'y a pas de diffusion inélastique, c'est à dire que les photons conservent leur longueur d'onde durant le phénomène de diffusion.

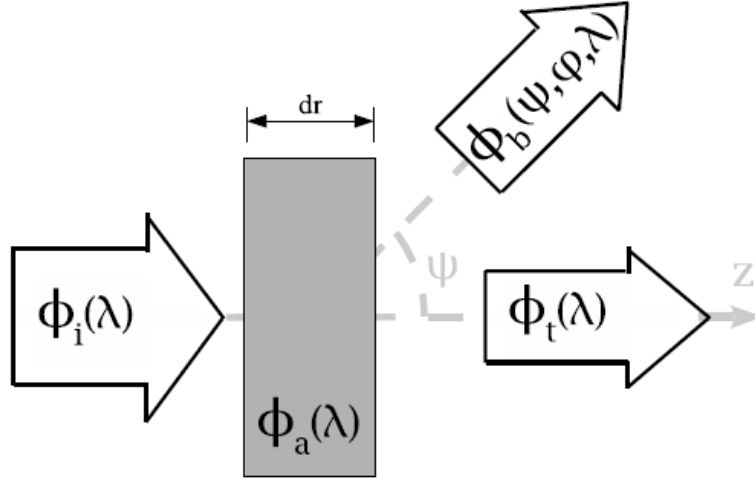


Figure 2.4. Définition des IOPs. (Sources : Mobley, 1994).

Une partie $\Phi_a(\lambda)$ du flux incident est absorbée dans la couche d'eau ; une partie $\Phi_b(\lambda)$ est diffusée ; l'énergie restante, dans la direction incidente est notée $\Phi_t(\lambda)$. Dans ce cas, l'équation de conservation de l'énergie s'écrit :

$$\Phi_i(\lambda) = \Phi_a(\lambda) + \Phi_b(\lambda) + \Phi_t(\lambda)$$

En se basant sur la géométrie de la Figure 2.5, les coefficients d'absorption, $a(\lambda)$, et de diffusion $b(\lambda)$, en m^{-1} , sont donnés par les formulations suivantes :

$$a(\lambda) = \lim_{dr \rightarrow 0} \frac{1}{dr} \frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)}$$

$$b(\lambda) = \lim_{dr \rightarrow 0} \frac{1}{dr} \frac{\Phi_b(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)}$$

Ces deux grandeurs permettent d'obtenir l'atténuation, $c(\lambda)$, en m^{-1} , qui correspond à la perte d'énergie lumineuse (photons) selon la direction initiale du flux :

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda)$$

Considérons maintenant le champ lumineux diffusé $\Phi_b(\theta, \varphi, \lambda)$ dans la direction (θ, φ) , avec θ , l'angle de diffusion et φ , l'angle azimutal. Il est caractérisé par une autre propriété inhérente : l'indicatrice de diffusion ou VSF pour Volume Scattering Function, $\beta(\theta, \varphi)$, en $\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$. Dans le cas de l'optique marine, l'hypothèse est faite que le milieu considéré est composé de particules orientées de façon aléatoire. Le coefficient spectral de diffusion est obtenu en intégrant $\beta(\theta, \varphi)$ suivant toutes les directions :

$$b(\lambda) = 2\pi \int_0^\pi \beta(\theta, \lambda) \sin \theta d\theta$$

En télédétection couleur de l'eau le coefficient spectral de rétrodiffusion, b_b , (diffusion des particules vers l'arrière), défini par :

$$b_b(\lambda) = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi \beta(\theta, \lambda) \sin \theta d\theta$$

En optique marine, l'albédo de simple diffusion spectral, $\omega_o(\lambda)$, peut également être utilisé. Il correspond à la probabilité pour un photon d'être diffusé et non absorbé. Il est proche de 1 dans des eaux où la diffusion prédomine et proche de 0 si c'est l'absorption qui prédomine. Il est défini par :

$$\omega_o(\lambda) = \frac{b(\lambda)}{c(\lambda)}$$

Les IOPs d'une eau de mer, comme par exemple les coefficients totaux d'absorption et de diffusion, résultent de la somme des contributions respectives des substances contenues dans l'eau : c'est le principe d'additivité. C'est une caractéristique fondamentale des IOPs. $a(\lambda)$ et $b_b(\lambda)$ peuvent être décomposés en :

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_y(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_s(\lambda)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bph}(\lambda) + b_{bs}(\lambda)$$

avec a_w , a_y , a_{ph} et a_s , les coefficients d'absorption de l'eau pure, des matières organiques dissoutes ou substances jaunes, du phytoplancton et des sédiments, respectivement ; b_{bw} , b_{bph} et b_{bs} , les coefficients de rétrodiffusion de l'eau pure, du phytoplancton et des sédiments.

2.1.4. Propriétés optiques apparentes des eaux naturelles

Les propriétés optiques apparentes (notées AOPs pour Apparent Optical Properties) sont utilisées pour décrire le devenir d'un rayonnement lumineux dans l'eau. Elles dépendent des IOPs et de la structure directionnelle du champ de rayonnement (conditions d'éclairement). Les AOPs sont déterminées à partir de mesures de quantités spectroradiométriques telles que l'éclairement et la luminance. Les plus couramment utilisées sont :

- la réflectance ;
- le coefficient d'atténuation diffuse.

La réflectance diffuse, R , sans unité, est définie comme le rapport entre l'éclairement ascendant et l'éclairement descendant, à une hauteur z dans la colonne d'eau :

$$R(\lambda, z) = \frac{E_u(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)}$$

En optique marine, on étudie les variations spectrales de la réflectance juste sous la surface de l'eau ($z = 0^-$), $R(\lambda, 0^-)$. Ce paramètre caractérise la capacité de la mer à renvoyer un signal lumineux vers l'atmosphère.

En télédétection, le paramètre le plus couramment utilisé est la réflectance marine bidirectionnelle (noté R_{rs} , pour « remote sensing reflectance »). R_{rs} correspondant à une mesure directionnelle du signal lumineux rétrodiffusé par la surface de l'eau dans une direction donnée, rapporté à l'éclairement descendant. Elle est définie par (Mobley, 1999) :

$$R_{rs}(0^+, \theta, \varphi, \lambda) = \frac{L_w(\theta, \varphi, \lambda)}{E_d(0^+, \lambda)}$$

avec $L_w(\theta, \varphi, \lambda)$ la luminance sortante mesurée au-dessus de l'eau et dans la direction (θ, φ) et $E_d(0^+, \lambda)$, l'éclairement descendant juste au-dessus de la surface (noté 0^+).

Plus généralement, on définit la réflectance bidirectionnelle (sans unité) notée $\rho(\theta_s, \theta_v, \phi)$, rapport entre l'énergie réfléchi par la surface et l'énergie incidente, éclairement solaire (E_s), pour des directions d'éclairement et d'observations θ_s, θ_v, ϕ , (Figure 2.5) suivant la formule :

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{\pi L(\theta_s, \theta_v, \phi)}{\cos(\theta_s) E_s}$$

Ainsi, pour le signal marin, on obtient la relation suivante :

$$\rho_w = R_{rs} * \pi$$

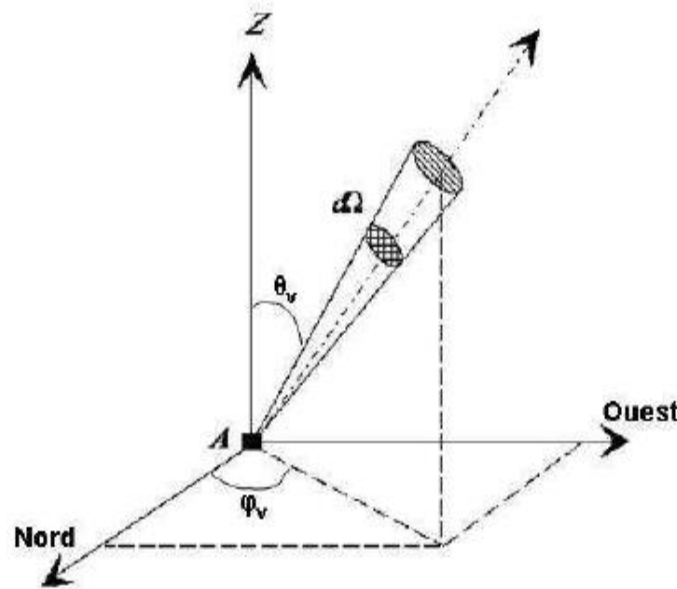


Figure 2.5. Géométrie de la réflectance (Sources : Guyot, 1992).

Pour un réflecteur lambertien, surface qui émet ou réfléchit une luminance égale dans toutes les directions (θ, ϕ) , la réflectance bidirectionnelle devient indépendante des conditions d'éclairement et d'observations. Elle est alors défini par :

$$\rho = \frac{\pi L}{\cos(\theta_s) E_s}$$

Par la suite, afin d'abréger les notations, le terme réflectance sera utilisé pour caractériser les observations satellites.

L'atténuation verticale de l'éclairement dans une colonne d'eau homogène est définie par :

$$E_d(\lambda, z) = E_d(\lambda, 0^-) \exp\left(-\int_0^z K_d(\lambda, z') dz'\right)$$

Le coefficient d'atténuation diffus de l'éclairement descendant, K_d , à la profondeur z est défini par :

$$K_d(\lambda, z) = -\frac{d \ln E_d(\lambda, z)}{dz}$$

Il définit le taux auquel la lumière est atténuée avec la profondeur selon la loi de Beer-Lambert.

2.1.5. Classification des eaux océaniques

Il existe plusieurs classifications des eaux océaniques établies à partir des IOPs et AOPs de l'eau. La classification établie par Morel et Prieur (1977) est la plus couramment utilisée. Elle définit deux grandes classes : les eaux du « cas 1 » et du « cas 2 ». A l'origine, les eaux appartenaient au cas 1 lorsque la concentration en phytoplancton étaient supérieures aux autres particules, à l'opposé les particules organiques sont dominantes pour les eaux du cas 2. Dans les deux cas, les substances jaunes (CDOM) sont présentes. Morel et Prieur ont suggéré d'utiliser les valeurs du ratio concentration en pigments sur coefficient de diffusion comme base pour séparer les eaux du cas 1 et du cas 2. Bien qu'aucune valeur n'ait été proposé comme critère de séparation, leurs exemples suggèrent que pour les eaux du cas 1, la valeur du ratio concentration en chlorophylle a (en mg.m^{-3}) sur la valeur du coefficient de diffusion à 550 nm (en m^{-1}) est supérieure à 1 tandis que pour les eaux du cas 2, la valeur serait inférieure à 1. Cependant, Morel et Prieur font également état de cas "intermédiaires" avec des valeurs de ratio entre 1 et 2.2. Par la suite, la définition des eaux du cas 1 et 2 a évolué avec le temps et la pratique pour en arriver à celles utilisées aujourd'hui (Gordon et Morel, 1983; Morel, 1988) :

- Les eaux du cas 1 concernent les eaux dont les propriétés optiques sont déterminées principalement par le phytoplancton, le CDOM et les produits de

la dégradation des détritiques dont les concentrations varient avec le phytoplancton.

- Les eaux du cas 2 comprennent tout le reste, soit les eaux dont les propriétés optiques sont influencées par les autres constituants comme les particules minérales, le CDOM dont les concentrations ne dépendent pas de la concentration en phytoplancton.

Cette classification des eaux est généralement utilisée pour faire de la modélisation. Ainsi, des modèles bio-optiques ont été développés pour la prédiction des IOPs et des AOPs pour les eaux du cas 1. Ces modèles utilisent la concentration en chlorophylle comme paramètre de départ pour prédire les IOPs de la colonne d'eau. D'autres modèles basés sur la chlorophylle ont également été développés pour dériver les AOPs. Une revue de ces modèles est disponible dans le papier de Morel et Maritorena (2001). Ces modèles ont souvent été utilisés pour inverser la concentration en chlorophylle à partir d'images satellites. Cependant, cette classification pose de nombreux problèmes, les eaux hauturières dominées par le phytoplancton sont généralement admises comme eaux du cas 1, cependant la concentration en CDOM ne varie pas instantanément avec la concentration en chlorophylle (Bricaud et al., 1981; Gordon et al., 1988; Balch et al., 2004). De plus, pour une valeur de chlorophylle donnée, les propriétés optiques peuvent varier d'un facteur 2, voire supérieurs, impliquant qu'une bonne relation globale entre la chlorophylle et une propriété optique n'est pas forcément vraie pour une situation particulière. Malgré des années de recherche, la prédiction des IOPs pour les eaux du cas 1 est toujours un travail en cours (Loisel et Morel, 1998; Morel et al., 2002; Maritorena et al., 2002).

La classification des eaux a été à l'origine établie pour des eaux profondes où le signal du fond n'influe en rien les IOPs de l'eau. Par contre, dans le cas d'eaux peu profondes, le signal du fond peut devenir une part importante du signal réfléchi par la colonne d'eau. Ainsi, dans certains cas, malgré une bonne estimation des IOPs, l'estimation de la réflectance peut totalement être erronée du fait de la contribution du signal du fond. Donc on peut en déduire que toutes les eaux peu profondes appartiennent aux eaux du cas 2 même si les IOPs de l'eau sont du cas 1.

Ceci démontre la difficulté d'appliquer des modèles dits "globaux" et la nécessité de se diriger vers des modèles dits régionaux qui tiennent compte des spécificités de telle ou telle région. Cela passe par la compréhension des relations entre IOPs et la réflectance marine (Bissett et al., 2002), pour toutes les masses d'eau et donc la nécessité d'obtenir des données le plus précises possible.

2.2. Modélisation du signal atmosphérique

2.2.1. Le signal mesuré par le satellite

Le signal total mesuré par un satellite au-dessus de l'atmosphère est couramment appelé luminance (ou réflectance) Top-Of-Atmosphere (TOA). Une partie du signal mesuré provient de la cible considérée, une autre directement de l'atmosphère. Elle est le plus souvent exprimée comme la somme des contributions au signal de chaque constituant de l'atmosphère et de l'océan ayant un impact optique (Figure 2.6) :

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_A(\lambda) + T(\lambda)\rho_g(\lambda) + t(\lambda)\rho_{wc} + t(\lambda)\rho_w$$

Les différentes contributions correspondent à :

- $\rho_r(\lambda)$ est la réflectance dite de Rayleigh, la diffusion du rayonnement solaire par les molécules en l'absence d'aérosols dans l'atmosphère.
- $\rho_A(\lambda)$ est la réflectance des aérosols, diffusion du rayonnement solaire par les aérosols comprenant également la réflectance due à l'interaction entre aérosols et molécules.
- $\rho_g(\lambda)$ est la réflectance due à la réflexion spéculaire de la lumière sur la surface de la mer appelé également glitter ou sunglint
- $\rho_{wc}(\lambda)$ est la réflectance due à l'écume au sommet des vagues (whitecaps)
- $T(\lambda)$ est la transmission directe
- $t(\lambda)$ est la transmission diffuse
- $\rho_w(\lambda)$ la réflectance marine ou water leaving reflectance. Ce terme est équivalent à une réflectance de télédétection multipliée par π stéradians.

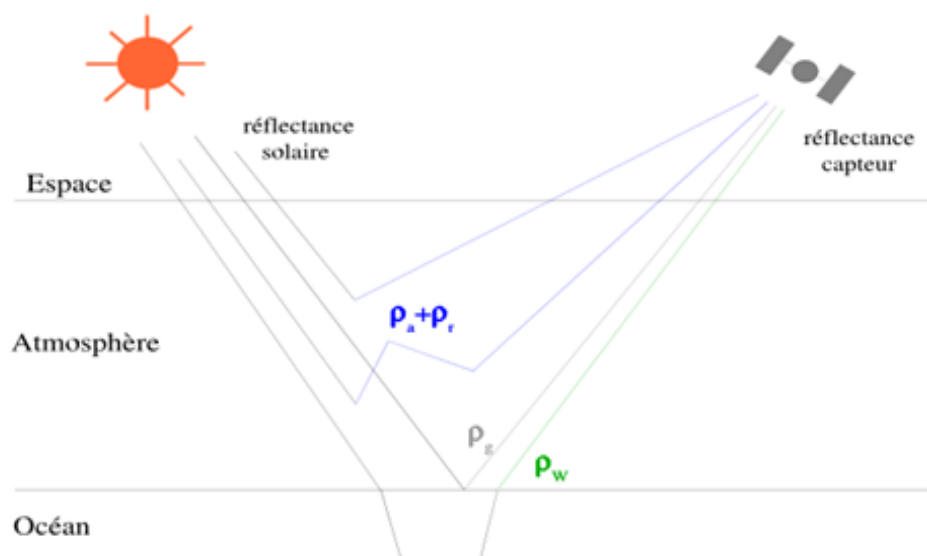


Figure 2.6. Représentations des diverses contributions au signal TOA mesuré par le capteur

2.2.2. Les effets atmosphériques

Pour obtenir ρ_w , il est nécessaire de corriger le signal ρ_{TOA} des diverses contributions qui le composent, notamment liées à l'atmosphère. Cette étape indispensable est appelée « corrections atmosphériques ». En effet, selon la longueur d'onde, ρ_w , ne représente qu'entre 1 et 15% du signal total mesuré par le capteur, pour des eaux claires (Tableau II.1 et Figure 2.7).

Tableau II.1. Contribution (en %) des différentes sources au signal total mesuré dans des conditions sans réflexion spéculaire (sun glint) (d'après Kay et al., 2009)

λ (nm)	Eaux claires			Eaux turbides		
	Atmosphère	Surface	Eau	Atmosphère	Surface	Eau
440	84.4	1.2	14.4	80.8	1.1	18.1
550	84.2	1.3	14.5	64.1	1	34.9
670	96.3	1.5	2.2	82.4	1.2	16.4
750	97	1.9	1.1	97.4	1.5	1.1

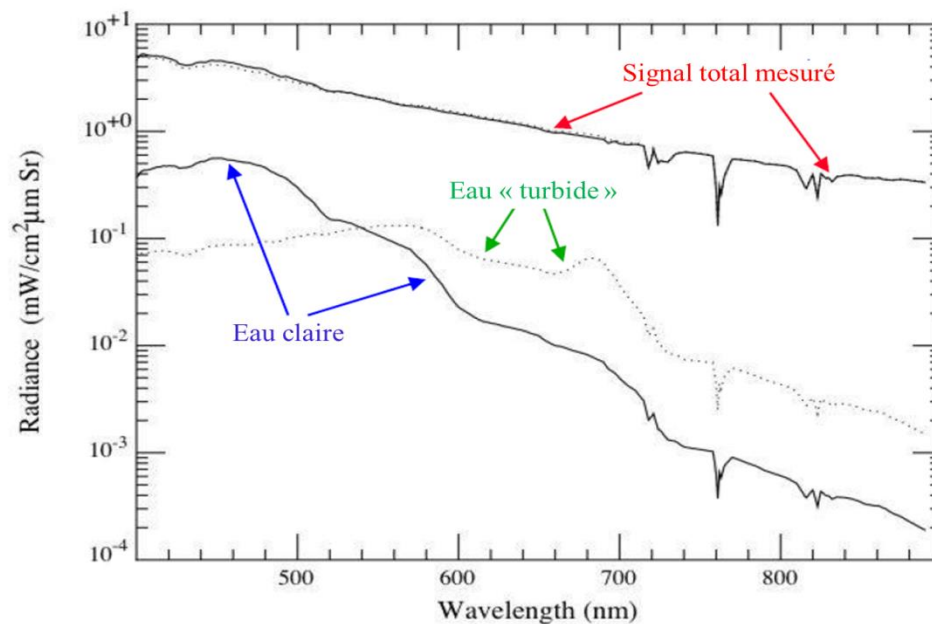


Figure 2.7. Contribution de la luminance marine (réflectance) au signal TOA, pour une eau claire et une eau turbide. (Sources : Gordon, 1994).

L'atmosphère va modifier le signal renvoyé par l'eau et mesuré par le satellite à travers deux processus physique que sont la diffusion et l'absorption

2.2.2.1. La diffusion

Lors de sa traversée dans l'atmosphère, une partie du rayonnement va être dévié dans différentes directions. Ce phénomène est appelé diffusion atmosphérique et va dépendre de plusieurs facteurs : la longueur d'onde, la densité et la taille des particules ou des molécules, et l'épaisseur de l'atmosphère à traverser. On distingue trois types de diffusion : la diffusion de Rayleigh, la diffusion de Mie et la diffusion non sélective.

- La diffusion de Rayleigh se produit lorsque la taille des molécules est très inférieure à celle de la longueur d'onde du rayonnement, comme l'azote, l'oxygène ou la vapeur d'eau. Ce phénomène se produit surtout pour les courtes longueurs d'onde. Elle est prédominante dans les hautes couches de l'atmosphère et est à l'origine de la couleur bleue du ciel pendant la journée. Son intensité est inversement proportionnelle d'un facteur 4 par rapport à la longueur d'onde.
- La diffusion de Mie se produit lorsque la taille des particules est de l'ordre de grandeur ou plus grande que la longueur d'onde. Elle concerne les gouttelettes d'eau, les cristaux de glace et les aérosols. Elle est moins sélective que la diffusion de Rayleigh et est inversement proportionnelle à la longueur d'onde. Elle se manifeste

dans tout le spectre solaire mais son influence est quasi nulle dans l'infrarouge thermique. Elle se produit plutôt dans les couches basses de l'atmosphère.

- La diffusion non-sélective se produit lorsque la taille des particules est beaucoup plus grande que la longueur d'onde, comme les gouttes d'eau et les grosses particules de poussière. Elle affecte toutes les longueurs d'onde et explique notamment la couleur blanche des nuages.

2.2.2.2. L'absorption

S'il n'est pas diffusé, le rayonnement lumineux peut être en totalité ou en partie absorbé. Dans ce cas, il y a transfert d'énergie principalement sous forme de chaleur. L'absorption dépend des molécules et de la longueur d'onde. A ces longueurs d'onde, le rayonnement sera d'autant plus absorbé que le nombre de molécules absorbantes est important. La réflectance mesurée par le capteur sera alors atténuée voire nulle si le rayonnement est totalement absorbé. Il existe néanmoins des fenêtres de faible opacité. En général, les différentes bandes des satellites se situent dans ces « fenêtres » (Figure 2.8).

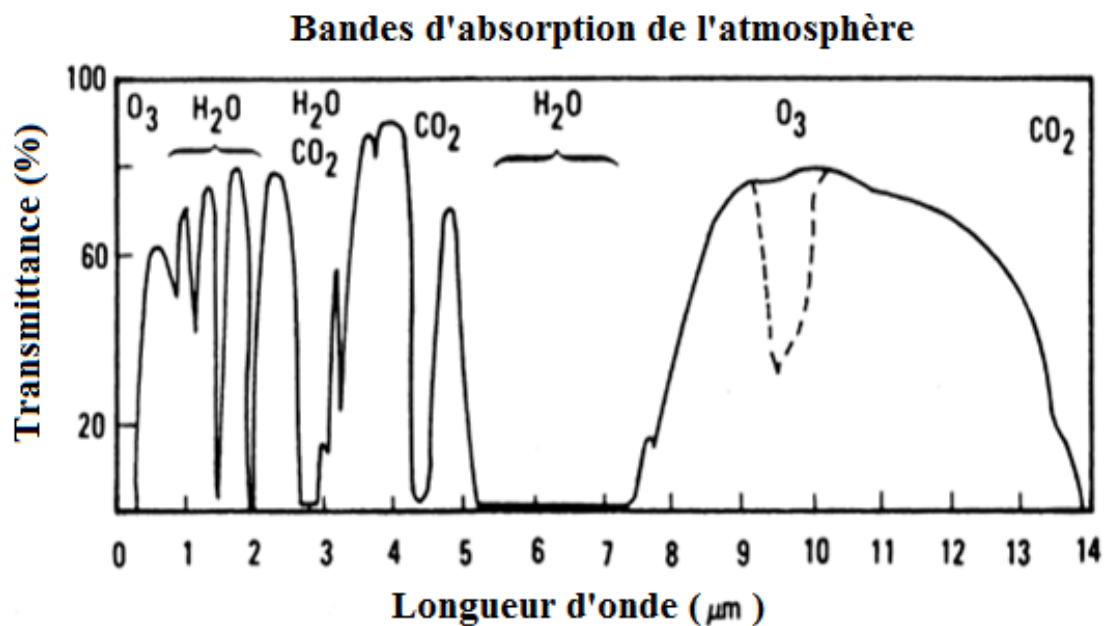


Figure 2.8. Fenêtres atmosphériques avec les principales molécules responsables de l'absorption. (Sources : F.F. Sabins, Jr., 1978)

2.2.2.3 Calcul des composantes atmosphériques

Certaines composantes, liées aux phénomènes de diffusions peuvent être calculées de manière précise en fonction d'un certain nombre de paramètres :

- la diffusion de Rayleigh, en fonction de la longueur d'onde et des conditions d'observation ;
- les coefficients de transmission directe et diffuse ;
- la diffusion des aérosols en fonction de la longueur d'onde, des conditions d'observation, de l'épaisseur optique des aérosols, et leur type représenté à travers un modèle spécifique (modèle aérosols).

Le calcul de ces termes repose sur la résolution de l'équation du transfert radiatif. Il existe différents modèles afin de résoudre numériquement cette équations tels que :

- Le code Monte Carlo, qui étudie la propagation de photons individuels. Cette méthode est très lourde en temps de calcul mais permet plus de flexibilité.
- Le code des ordres successifs de diffusion (SOS) qui consiste à tenir compte successivement des photons ayant subi 1, puis n diffusions (Deuzé, 1989 ; Lenoble, 2007). Cette méthode sera à la base des méthodes de corrections développées et décrites dans ce manuscrit.

Ces méthodes sont néanmoins très lourdes en temps de calcul, il est alors possible d'opter pour la création de Look-Up Tables (LUTs). Cette méthode consiste à pré-calculer des valeurs pour toutes les valeurs des paramètres d'entrée choisis pour balayer un intervalle aussi grand que possible. Les résultats sont ainsi stockés dans des tables. Une fois les LUTs prêtes, les valeurs pour des paramètres quelconques sont obtenues par interpolation.

2.2.3. Méthodes traditionnelles de corrections atmosphériques en couleur de l'eau

Lors de l'étape de corrections atmosphériques, nous sommes confrontés à deux principaux problèmes : en premier lieu, corriger la diffusion moléculaire, celle-ci peut être parfaitement calculée à partir des conditions d'observation et la pression atmosphérique. La difficulté est de l'estimer avec une précision suffisante car elle représente la partie dominante du signal. Ensuite, la seconde difficulté concerne l'estimation de la contribution des aérosols. Cette étape est difficile car sans mesures in-situ, le type et l'abondance des aérosols sont inconnus. Les méthodes traditionnelles pour l'océan ouvert font l'hypothèse du pixel noir ou black pixel, mesuré dans les longueurs d'ondes dans le PIR ou SWIR. Cette méthode est basée sur le principe que L_w est proche de 0 dans le PIR, pour des eaux du cas 1. Donc une fois la diffusion moléculaire corrigée, le signal restant provient de la composante aérosol. Les

résultats obtenus sont alors extrapolés vers le domaine du visible en utilisant des modèles aérosols (Gordon et Morel, 1983; Gordon et Wang, 1994; Gordon et al., 1997).

Par contre cette hypothèse n'est plus valable pour les eaux du cas 2, où L_w n'est plus égale à 0 dans le PIR, notamment à cause des matières en suspension qui vont rétrodiffuser la lumière dans les fortes longueurs d'onde (Lavender et al., 2005; Ruddick et al., 2000; Siegel et al., 2000; Wang et Shi, 2005). D'autres méthodes ont été alors développées intégrant des bandes dans l'infrarouge courte longueur d'ondes, SWIR, (Wang et Shi, 2005; Wang et Shi, 2007) où l'absorption par l'eau de mer est très forte et le signal proche de zéro. Des méthodes combinant SWIR et PIR ont été également proposés en fonction de la turbidité dans l'eau (Wang, 2007 ; Wang et Shi, 2007). Cette méthode détermine la turbidité de l'eau et les eaux non turbides seront corrigées à partir de la méthode PIR tandis que les eaux turbides seront corrigées à partir de la méthode SWIR.

Pour ces méthodes, un rapport de bandes dans le PIR ou SWIR, permet ainsi de déterminer un facteur appelé epsilon, ξ , qui correspond à la diffusion des aérosols. Cette valeur déterminée à partir de l'image est par la suite comparée à des valeurs précalculées pour un grand nombre de modèles aérosols (Figure 2.9). Les deux modèles dont les valeurs d'epsilon encadrent celle de l'image sont choisis et la dépendance spectrale moyenne d' ξ est alors calculée et appliquée à l'image pour déterminer ξ dans les autres bandes et par la suite déterminer ρ_w .

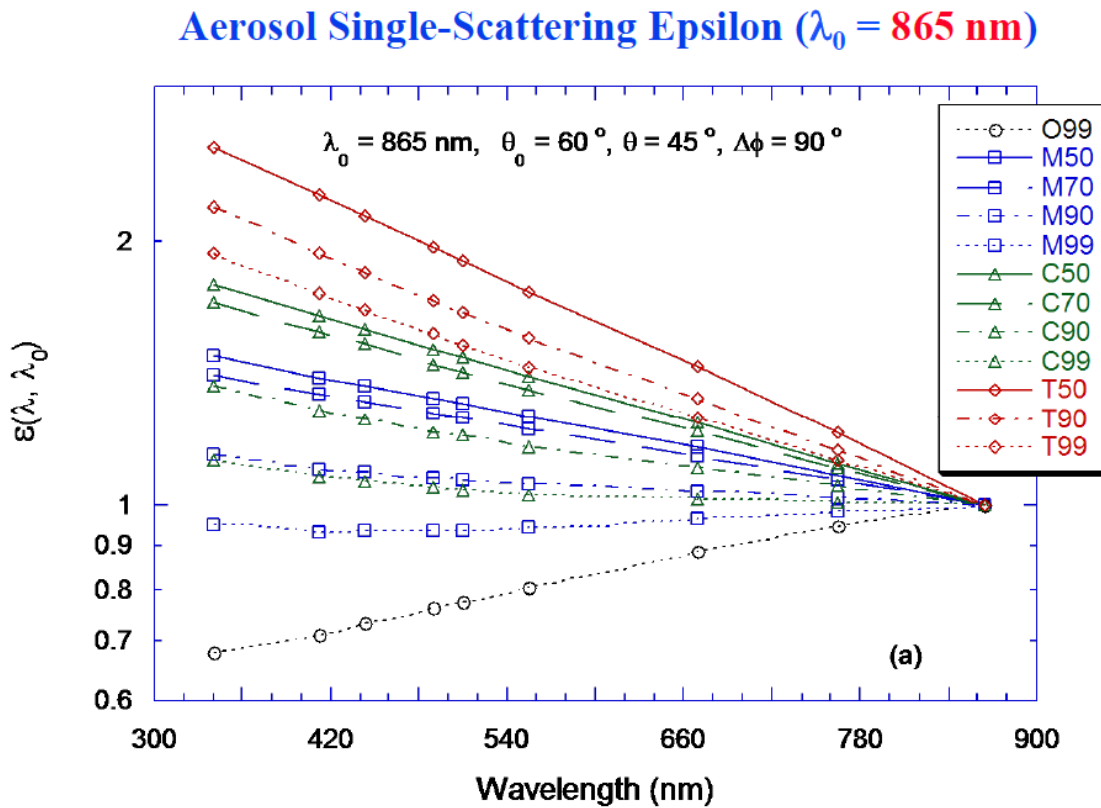


Figure 2.9. Exemples de valeurs d'epsilon en fonction du modèle aérosol. (Sources : Gordon et Wang, 1994)

Cependant cette catégorie de méthode est sensible à la contamination par la réflexion spéculaire du Soleil à l'interface air-mer (sun glint) dont le signal est fort dans le proche infrarouge et peut conduire à une mauvaise estimation du modèle aérosol. La correction du sun glint est évoquée dans le chapitre 6.

Un descriptif plus détaillé de toutes les méthodes de correction atmosphérique est disponible dans le rapport n°10 de l'IOCCG (International Ocean Colour Coordinating Group) (http://www.ioccg.org/reports_ioccg.html#Reports).

De manière générale, ces méthodes sont applicables aux capteurs à basse résolution spatiale possédant les bandes et le rapport signal sur bruit adéquat. Néanmoins, pour les capteurs THRS, le nombre de bandes est limité et ont souvent un rapport signal sur bruit trop faible pour des applications en couleur de l'eau. Il devient alors nécessaire de développer des méthodes de correction spécifiques pour ce type de capteur. Notamment, on peut s'intéresser à calculer la contribution en aérosols à part de simulations avec des modèles de transfert radiatif. Ces modèles vont alors, à partir de paramètres dérivés de la composition en aérosol, estimer la contribution de ceux-ci. Ces paramètres sont obtenus à partir de l'étude des propriétés optiques et microphysiques des aérosols, ce que nous allons étudier au cours des chapitres suivants.

^

Chapitre 3

Propriétés microphysiques et optiques des aérosols

Le but de ce chapitre est de décrire les aérosols atmosphériques et de s'intéresser plus particulièrement à leurs propriétés optiques et microphysiques. Cette présentation est générale et concerne tout type d'aérosol. L'objectif est de poser les bases qui permettront de développer par la suite une approche régionale innovante pour les corrections atmosphériques basée sur une connaissance fine du type d'aérosol présent localement.

3.1. Définition et sources

On appelle aérosol, l'ensemble des particules liquides et/ou solides, en suspension dans l'atmosphère à l'exception des constituants des nuages (gouttelettes, cristaux de glace...). Leur taille peut varier de quelques nanomètres à presque 100 μm (Figure 3.1). La grande variété des sources ainsi que les nombreux processus de formation et d'émission rendent leur étude assez complexe. Dans ce chapitre, il n'est pas question de détailler finement toutes les caractéristiques propres aux aérosols, mais de définir les principales caractéristiques.

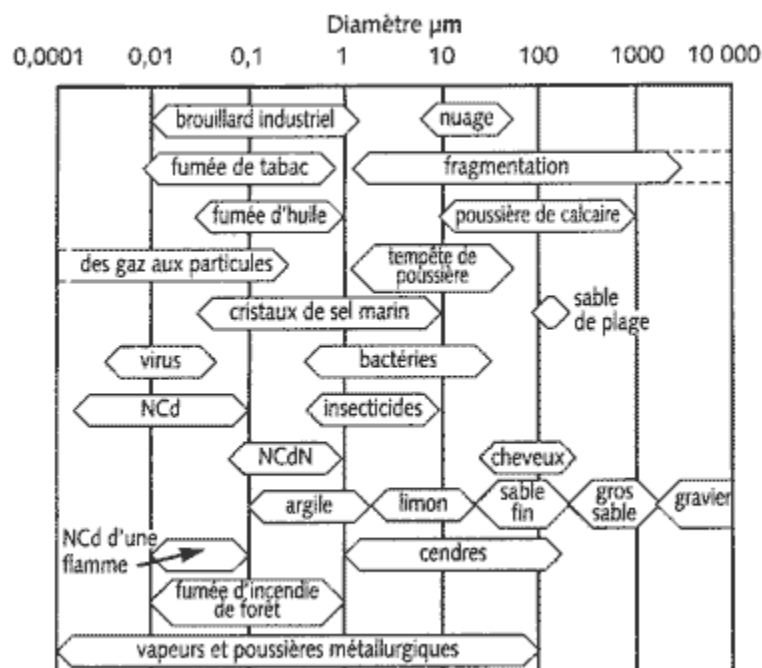


Figure 3.1. Diamètre de quelques types d'aérosols, Ndc = Noyaux de Condensation, NCdN = Noyaux de condensation des nuages, (Sources : Schaefer et Day, 1997)

Les aérosols peuvent être classés selon leur origine (naturelle ou anthropique) ou suivant leur mode de formation (primaire ou secondaire). Une estimation de la représentativité des aérosols est donnée dans le Tableau III.1.

Tableau III.1. Estimation des émissions annuelles actuelles (en Tg/an) des principaux types d'aérosols (Sources : IPCC, 2001, 2007).

Source	Global
Aérosols primaires	
Carbone suie - combustibles fossiles	2 - 8
Carbone suie - feux de biomasse	3 - 14
Carbones organiques - combustibles fossiles	1 - 5
Carbones organiques - biomasse	16 - 72
Poussières désertiques	1000 - 3000
Poussières industrielles	40 - 130
Sels marins	1000 - 6000
Aérosols secondaires	
Sulfates - SO ₂ anthropiques	66 - 90
Sulfates - dimethyl sulfate	17 - 24
Sulfates - volcans	6 - 9
Nitrates - NO ₂ anthropiques	10 - 19
Nitrates - NO ₂ biogéniques	2 - 8
Carbone organique - COV anthropiques	0.3 - 1.8
Carbone organique - COV biogéniques	8 - 40
Pourcentage sources anthropiques	≈ 5 - 10%
Pourcentage sources naturelles	≈ 90 - 95%

Un aérosol est dit primaire s'il est émis directement dans l'atmosphère. Ils sont présents en majorité et résultent généralement de l'effet mécanique du vent sur la surface terrestre (érosion), marine (embruns marins) ou végétale (débris biogéniques). Les volcans peuvent ponctuellement être une source naturelle d'aérosols (cendres) lors d'éruptions. En ce qui concerne les aérosols primaires d'origine anthropique tels que les suies, le carbone organique ou les poussières industrielles, ils résultent principalement de la combustion (industrielle, domestique, ou des feux de biomasse), du transport routier et aérien, de l'agriculture ou des chantiers de construction.

Les aérosols secondaires sont formés à partir de processus de conversion gaz-particules par phénomène de nucléation, condensation ou adsorption. Ils sont soit inorganiques (sulfates, nitrates, ammonium) ou organiques. Les gaz précurseurs peuvent être émis par le sol (engrais), la végétation ou les activités humaines (combustion de combustibles fossiles).

3.2. Distribution en taille

La taille et la morphologie des aérosols sont très variées en raison de la diversité des sources et des réactions subies pendant le temps de résidence dans l'atmosphère. La répartition des aérosols en nombre, surface et en volume est appelé distribution de taille. Elle permet de quantifier le nombre de particules en fonction du rayon. Cette distribution est caractérisée par la présence de plusieurs modes (Figure 3.2) :

- le mode nucléation, pour les particules d'un diamètre inférieur à $0,05\ \mu\text{m}$. Ces particules sont optiquement peu actives et sont souvent négligées dans les calculs d'impact radiatif car leur taille est nettement inférieure aux longueurs d'onde solaires et thermiques. Mais leur taille peut s'accroître par condensation et coagulation (agglomération de plusieurs aérosols) et ainsi passer dans le mode supérieur. Ce mode contient un grand nombre de particules mais participe faiblement à la masse totale du fait de leur petite taille. Ce type de particules a une faible durée de vie car rapidement capté par des particules plus grosses;
- le mode accumulation pour les particules entre $0,05\mu\text{m}$ et $1\mu\text{m}$. Dans ce mode, l'impact radiatif des particules devient important car leur efficacité à diffuser la lumière est maximale. Elles présentent le temps de résidence le plus long dans l'atmosphère et peuvent servir de noyau de condensation (nuages). Les particules du mode d'accumulation tendent à évoluer vers une taille plus grande par phénomène d'adsorption
- le mode grossier pour les diamètres supérieurs à $1\ \mu\text{m}$. Les particules sont émises principalement dans l'atmosphère (poussières minérales, sels marins, débris végétaux, etc ...). Du fait de leur grande taille, les particules du mode grossier participe de manière importante à la masse totale des aérosols.

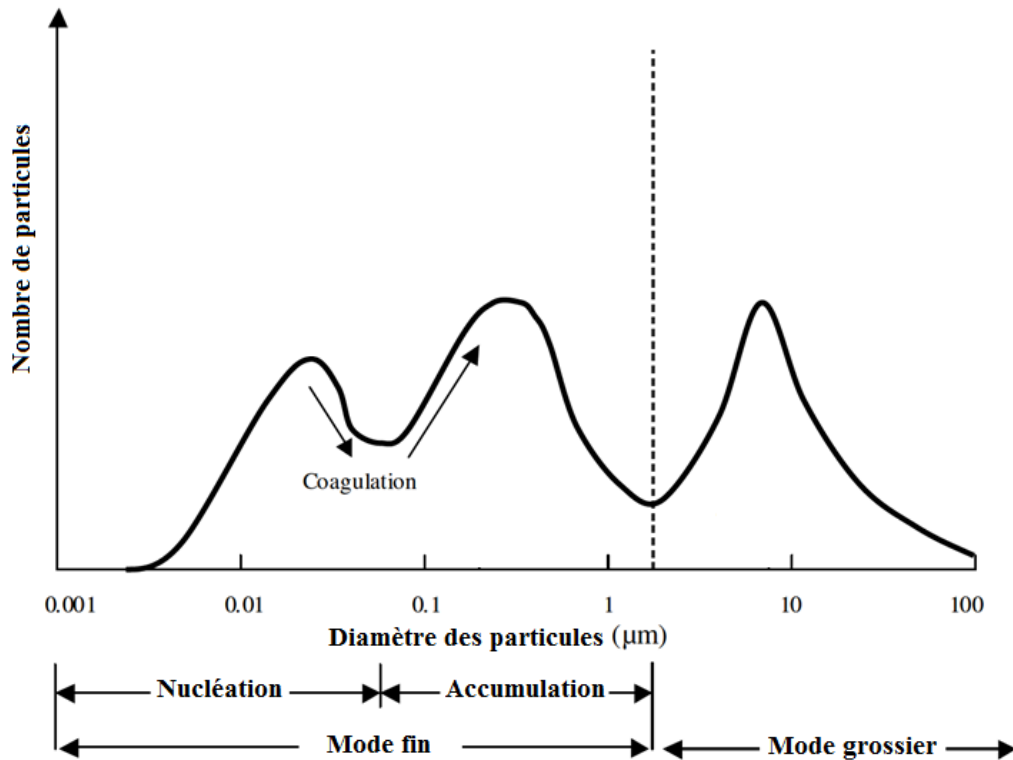


Figure 3.2. Présentation simplifiée de la distribution en taille des aérosols. (Sources: United Kingdom Department of Environment, Food, and Rural Affairs, Expert Panel on Air Quality Standards, 2004, modifié)

Le plus souvent, on rencontre une distribution bimodale avec un mode « fin » regroupant les particules dont le diamètre est inférieur à 1 µm et un mode « grossier » dont le diamètre des particules est supérieur à 1 µm. Les aérosols primaires sont principalement de grandes tailles et constituent le mode grossier tandis que les particules secondaires constituent le mode fin. Proche d'une source d'aérosols, on trouvera plutôt une distribution monomodale.

Pour modéliser la complexité de la distribution en taille, il existe plusieurs fonctions de distribution $n(r)$ de taille dont les plus utilisées sont :

- la distribution log-normale :

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = \frac{n_0}{\sigma_0 \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln r_0)^2}{2\sigma_0^2} \right]$$

avec $n(r)$, le nombre de particules dont le rayon varie entre r et $r + dr$, r_0 et σ_0 représentent respectivement le rayon modal et l'écart-type, et n_0 est le nombre de particules du mode considéré. Chaque mode sera représenté par un nombre de particules, un rayon modal et un écart-type. Une distribution bimodale sera alors la

somme des distributions de chacun des modes. Plutôt qu'une distribution en nombre d'aérosols, il est plus souvent utilisé une distribution en surface, masse ou volume.

Il est plus commun de trouver la distribution en taille exprimée en volume, V :

$$\frac{dV}{d\ln r} = \frac{V_0}{\sigma_0 \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln r_v)^2}{2\sigma_0^2} \right]$$

La relation entre le rayon modal volumique, r_v , et le rayon modal r_0 (en nombre) est :

$$r_v = r_0 \exp(3\sigma_0^2)$$

r_v est donc supérieur à r_0 , ce qui traduit le fait que la distribution du volume est décalée vers les grosses particules, qui y contribuent le plus.

- la distribution de Junge (Junge, 1963) :

$$n(r) = Cr^{-v}$$

avec v , le paramètre de Junge, il est lié au coefficient d'Angström, α (défini par la suite) tel que $v = -\alpha + 3$, C une constante. La loi de Junge a l'avantage de la simplicité, car elle ne nécessite qu'un seul paramètre pour décrire la distribution en taille.

L'humidité relative (RH) est un facteur clé pouvant agir sur la taille des aérosols, en particulier au-dessus de 60%. Lorsque l'humidité relative augmente, la vapeur d'eau se condense sur les aérosols ce qui va augmenter la taille des particules. On appelle croissance hygroscopique, le passage d'un diamètre sec à un diamètre humide. Elle est dépendante de l'humidité relative, du type d'aérosol et de sa taille. L'influence de l'humidité relative sur la croissance des particules peut être exprimée par la relation de Hänel, (1976) :

$$r(RH) = r_0 \left[1 + \rho \frac{m_w(RH)}{m_0} \right]^3$$

avec $r(RH)$, le rayon à l'humidité relative considérée, r_0 le rayon de la particule pour $RH = 0$, m_0 le poids sec de la particule, $m_w(RH)$, le poids humide et ρ , le rapport entre la masse volumique humide et sèche des aérosols.

Un autre paramètre caractéristique : le rayon effectif, r_{eff} , défini par Hansen et Travis (1974) et utilisé entre autres par Lenoble et Brogniez (1984) et Grainger et al. (1995). Il est notamment utilisé pour pouvoir comparer plus facilement différentes distributions entre elles. De plus, les particules sphériques diffusent la lumière proportionnellement à l'aire de la section transversale (πr^2), donc les propriétés de diffusion simple des distributions de tailles sont plus étroitement liées avec le rayon effectif que le rayon moyen (Hansen et Travis, 1974; Liou, 1992; Mishchenko et Travis, 1997). Le rayon effectif d'une distribution est une simplification du rayon moyen de diffusion:

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr}$$

Il peut être également défini à partir du rayon modal et de l'écart-type :

$$r_{eff} = r_0 \exp(2.5\sigma_0^2)$$

3.3. Distribution verticale des aérosols

La concentration des particules n'est pas homogène dans toute l'atmosphère. La distribution verticale des aérosols est un paramètre important, car l'impact radiatif des aérosols ne sera pas le même en fonction de l'altitude, notamment sur la durée de vie des nuages (Charlson et al., 1992; Gadhavi et Jayaraman, 2006). La concentration est largement supérieure dans la troposphère qui est la première partie de l'atmosphère. On définit la couche limite atmosphérique comme la partie de la troposphère directement influencée par le sol. Elle est généralement plus fine pour les hautes pressions atmosphériques (> 1013.25 hPa).

3.4. Impact radiatif des aérosols

On appelle forçage radiatif (Figure 3.3), l'interaction des aérosols avec le flux solaire incident. Les aérosols ont un forçage radiatif qui varie selon leur type et leur couleur.

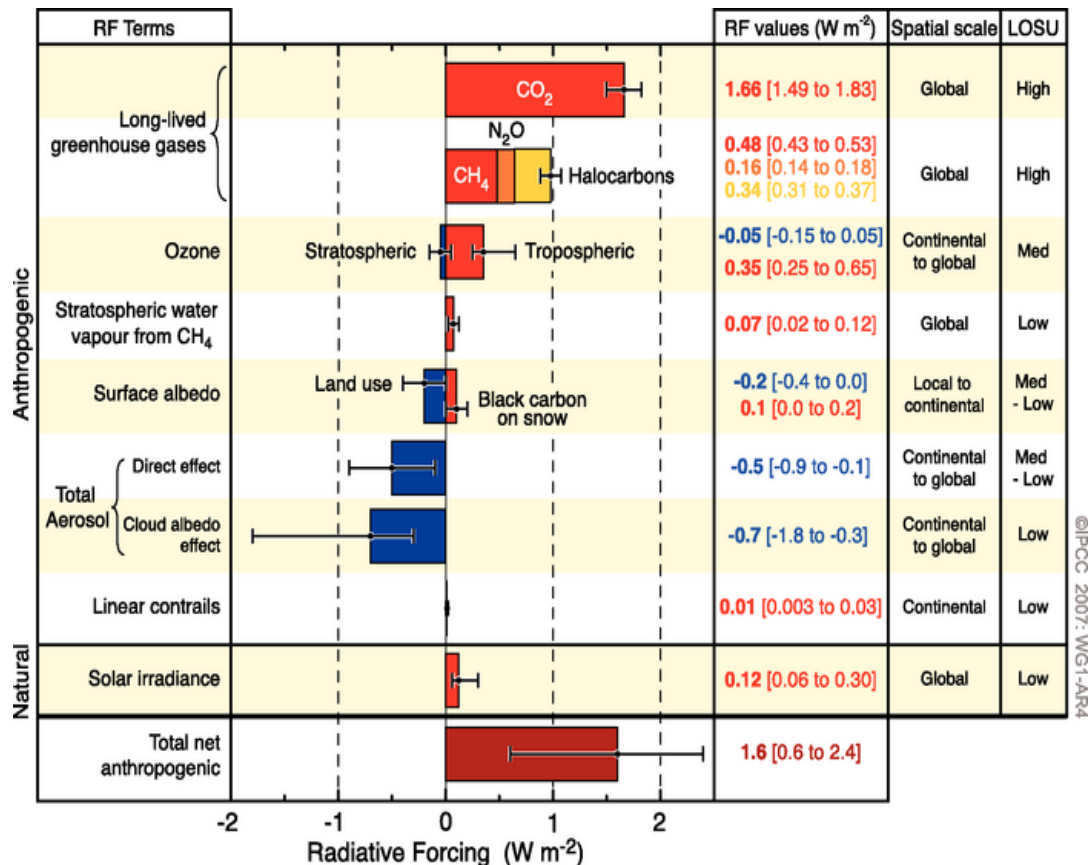


Figure 3.3. Forçage radiatif des différentes constituants de l'atmosphère (Source : IPCC)

En diffusant et absorbant la lumière ou en modifiant le pouvoir réfléchissant des nuages, les aérosols exercent plusieurs effets sur le climat : direct, semi-direct et indirect. Un résumé de ces effets est présenté par la figure 3.3. Cette figure montre l'influence de constituants d'origine anthropiques sur le forçage radiatif. Les forçages relatifs des gaz à effet de serre sont positifs (couleur rouge) car chaque gaz va absorber le rayonnement infrarouge émis vers l'atmosphère et donc avoir un pouvoir réchauffant. Les aérosols vont également avoir une influence directe sur le forçage radiatif. Certains vont avoir un forçage positif et d'autres un forçage négatif (couleur bleue). Le forçage radiatif direct pour l'ensemble des aérosols est négatif, ils ont donc un pouvoir en général plutôt refroidissant.

3.4.1. Effet direct

Egalement appelé « effet parasol », il concerne l'interaction directe entre le rayonnement solaire et les aérosols à travers les processus de diffusion et d'absorption.

L'effet direct dépend de la longueur d'onde. En effet, dans les domaines UV, visible et proche infrarouge, sous l'action des aérosols, le rayonnement incident va être soit diffuser, provoquant ainsi une diminution de la quantité d'énergie qui atteint le sol, ce qui va avoir pour effet de refroidir la surface (forçage radiatif direct négatif), soit sous l'effet de certains types d'aérosols (carbone suie et/ou poussières minérales), le rayonnement va être absorbé et ainsi provoquer un réchauffement de l'atmosphère (forçage radiatif direct positif). Dans l'infrarouge thermique, les aérosols peuvent amplifier l'effet de serre, en absorbant et en rediffusant vers la surface une partie du rayonnement provenant de la surface terrestre (forçage direct positif). Mais ce forçage direct dans le domaine thermique va dépendre de la taille des particules : il sera faible pour des petites particules (mode nucléation et accumulation) mais peut devenir important dans le cas des grosses particules (sels marins, poussières désertiques) (Slingo et al., 2006; Mallet et al., 2009).

En 2007, l'IPCC estimait qu'à l'échelle globale, le forçage direct des aérosols a en moyenne un effet de refroidissement au sommet de l'atmosphère ($-0.5 \pm 0.4 \text{ W.m}^{-2}$) (Forster et al, 2007). Mais à l'échelle régionale, cette valeur peut être jusqu'à 30 fois supérieures, notamment au-dessus de zones très polluées. Les valeurs de forçage radiatif pour les principaux composants de l'aérosol, recensés dans le rapport 2007 de l'IPCC sont donnés dans le tableau III.2

Tableau III.2. Forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère (en moyenne annuelle et à l'échelle globale) des principaux composants de l'aérosol (Sources : Forster et al., 2007)

Espèce	ΔF_{TOA}
Sulfate	$-0.46 \pm 0.20 \text{ W.m}^{-2}$
Nitrate	$-0.10 \pm 0.10 \text{ W.m}^{-2}$
Carbone suie	$+0.19 \pm 0.10 \text{ W.m}^{-2}$
Carbone organique	$-0.05 \pm 0.03 \text{ W.m}^{-2}$
Poussières	$-0.30 \text{ à } +0.10 \text{ W.m}^{-2}$

Le sulfate, aux propriétés majoritairement diffusantes, a un forçage radiatif au sommet de l'atmosphère négatif. A l'opposé, le carbone suie aussi appelé carbone noir, qui a une forte capacité à absorber le rayonnement, contribue à réchauffer l'atmosphère, avec un forçage radiatif au sommet de l'atmosphère positif. La grande variabilité des propriétés optiques des poussières (en particulier minérales), notamment leur albédo de simple diffusion, rendent la détermination du signe de leur forçage moyen très variable.

3.4.2. Effet semi-direct

C'est un phénomène encore assez mal connu provoqué par l'absorption du rayonnement par les aérosols, ce qui provoque un réchauffement au niveau des couches atmosphériques. Ce réchauffement va alors modifier les profils verticaux de température et d'humidité relative et ainsi impacter les propriétés nuageuses (contenu en eau, réflectivité, etc.).

Historiquement, l'effet semi direct (Hansen et al., 1997) était décrit comme le fait qu'en présence d'aérosols absorbants proche, le nuage diminuait en taille, due à une évaporation partielle de celui-ci. Mais récemment, Perlwitz et Miller (2010) ont fait état d'un second effet qui provoquait une augmentation du couvert nuageux. Ceci illustre bien la complexité de l'effet semi-direct. De plus l'effet ne sera pas le même selon le type de nuage considéré (cumulus ou stratocumulus) et de l'altitude de la couche d'aérosols par rapport à l'altitude du nuage.

3.4.3. Effet indirect

Par sa capacité à jouer le rôle de noyau de condensation, l'aérosol peut modifier les propriétés optiques et microphysiques et le temps de vie de nuage. Cet effet est qualifié d'effet indirect et se compose de deux processus distincts :

Le 1^{er} effet indirect se manifeste par une modification de l'albédo du nuage. Lorsque les aérosols jouent le rôle de noyaux de condensation, il résulte une augmentation de nombre de gouttelettes quand la concentration en aérosols augmente, associée à une diminution de la taille des gouttelettes d'eau, pour un contenu en eau liquide constant. Cela va conduire à une augmentation de la réflectivité des nuages. Ceci est appelé l'effet Twomey (Twomey, 1974).

Le second effet est lié à la diminution de taille des gouttelettes d'eau dans le nuage qui peut diminuer la quantité de précipitations du nuage. Cette diminution des précipitations a pour effet d'augmenter la durée de vie du nuage.

Dans les deux cas, l'effet indirect provoque une diminution de la quantité d'énergie solaire atteignant la surface terrestre, et donc a un effet refroidissant (forçage radiatif négatif).

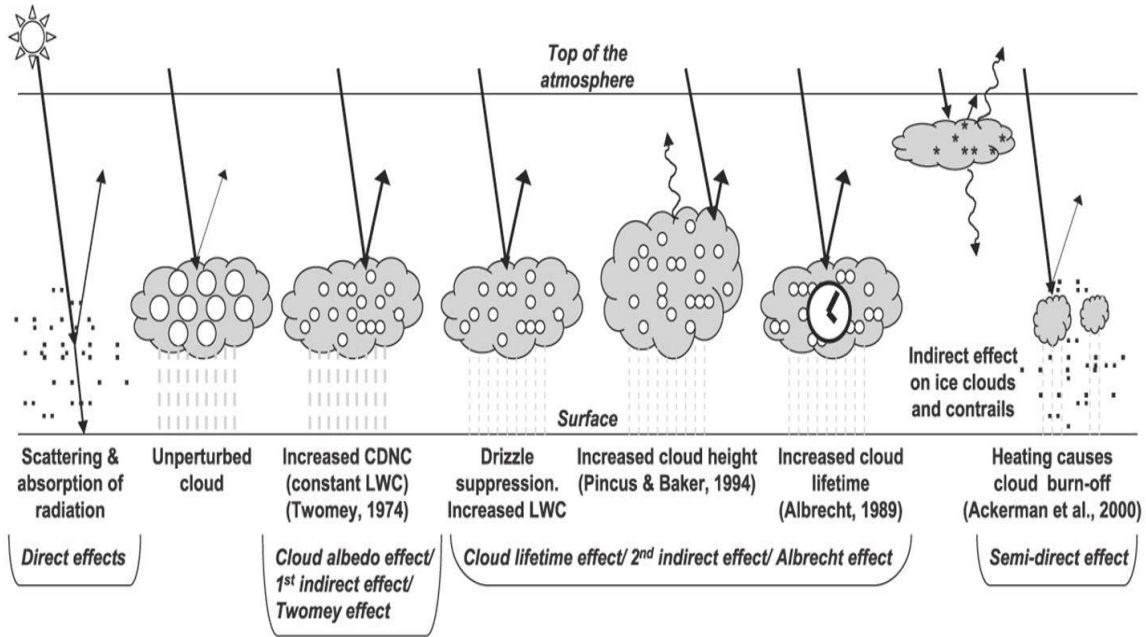


Figure 3.4. Effets des aérosols sur le climat (Sources : IPCC, Haywood et Boucher, 2000)

3.5. Propriétés optiques : paramètres clés

On appelle propriétés optiques des aérosols, la capacité des particules à impacter le rayonnement lumineux. Les grandeurs présentées ici dépendent de la longueur d'onde mais pour simplifier les notations, celle-ci sera omise.

3.5.1. Epaisseur optique (AOD)

L'extinction du rayonnement incident, par diffusion et absorption, dans une colonne d'atmosphère est mesurée par l'épaisseur optique des aérosols (τ). C'est un paramètre sans dimension. L'atténuation du rayonnement solaire incident, L , par extinction, au passage d'un milieu est décrite par la loi de Beer-Lambert (Lenoble, 1993) :

$$dL = -\sigma_e(x)Ldx$$

avec σ_e , le coefficient d'extinction du milieu en m^{-1} .

On appelle coefficient d'extinction ou d'atténuation, σ_e , la somme du coefficient de diffusion, σ_b , et du coefficient d'absorption, σ_a :

$$\sigma_e = \sigma_b + \sigma_a$$

L'épaisseur optique totale (ou Aerosol Optical Depth) entre deux altitudes est égale à :

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} \sigma_e(z) dz$$

3.5.2. Coefficient d'Angström

L'épaisseur optique diminue avec la longueur d'onde. Pour quantifier cette dépendance spectrale, on utilise le coefficient d'Angström (Angström, 1929), α , défini par :

$$\frac{\tau(\lambda_2)}{\tau(\lambda_1)} = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^{-\alpha}$$

où λ_1 et λ_2 sont des longueurs d'ondes différentes. C'est un indicateur de la taille des particules : quand α est faible, l'AOD varie peu avec la longueur d'onde, les aérosols sont plutôt gros, quand α est fort, c'est l'inverse qui se produit. Par exemple, les aérosols océaniques ont des coefficients d'Angström proches de 0,4 (grosses particules) alors que les aérosols continentaux ont typiquement des coefficients compris entre 1 et 2 (petites particules).

3.5.3. Albédo de simple diffusion

L'albédo de simple diffusion (SSA pour Single Scattering Albedo), ω_0 , est le rapport entre le coefficient de diffusion et le coefficient d'extinction. Il permet de quantifier l'importance relative de la diffusion des aérosols par rapport à leur absorption. Il se caractérise par une valeur proche de 1 pour des particules non absorbantes :

$$\omega_0 = \frac{\sigma_b}{\sigma_e}$$

C'est une propriété cruciale dans la détermination du forçage radiatif des aérosols. Sa valeur est comprise entre 0 (particule purement absorbante) et 1 (particule purement diffusante). Des exemples de valeur sont présentés dans le tableau III.3. On peut notamment observer les variations de SSA selon les composés avec les sulfates qui vont être des particules diffusantes ($SSA = 1$) tandis qu'à l'opposé, les carbones suies vont plutôt absorber (SSA qui varie entre 0.15 et 0.30).

Tableau III.3. SSA à 500 nm pour les principaux composés chimiques de l'aérosol.

Espèce	SSA	Références
Sulfate	1	Penner et al., 2001
Nitrate	0.93	Mallet et al., 2003
Carbone suie	0.15 - 0.30	Bond and Bergström, 2006b
Carbone organique	0.98	Cooke et al., 1999
Poussière	0.75 - 0.99	Tanré et al., 2001; Dubovik et al., 2002
Sels marins	0.99	Hess et al., 1998

Les principales espèces absorbantes sont le carbone suie et dans une moindre mesure certaines poussières tandis que les autres espèces sont principalement diffusantes. Pour les grands types de particules : urbains, industriels, feux de biomasse, poussières désertiques ou sels marins, il existe de nombreuses valeurs de SSA dans la littérature provenant de mesures in-situ (photomètres, néphélomètres, ...) ou par inversion de mesures satellites. De nombreux exemples seront fournis à la fin de ce chapitre.

La valeur de l'albédo de simple diffusion est un paramètre important pour déterminer le signe du forçage radiatif direct des aérosols (Takemura et al., 2002). Plusieurs études ont montré que pour des valeurs d'albédo, dans le visible, inférieures à 0.85-0.9, les aérosols ont un pouvoir réchauffant tandis que pour des valeurs supérieures, les aérosols ont plutôt un pouvoir refroidissant (Hansen et al., 1997 ; Penner et al., 2001). Le forçage radiatif peut être positif ou négatif selon la valeur du SSA et de l'albédo de la surface comme le montre la figure 3.5.

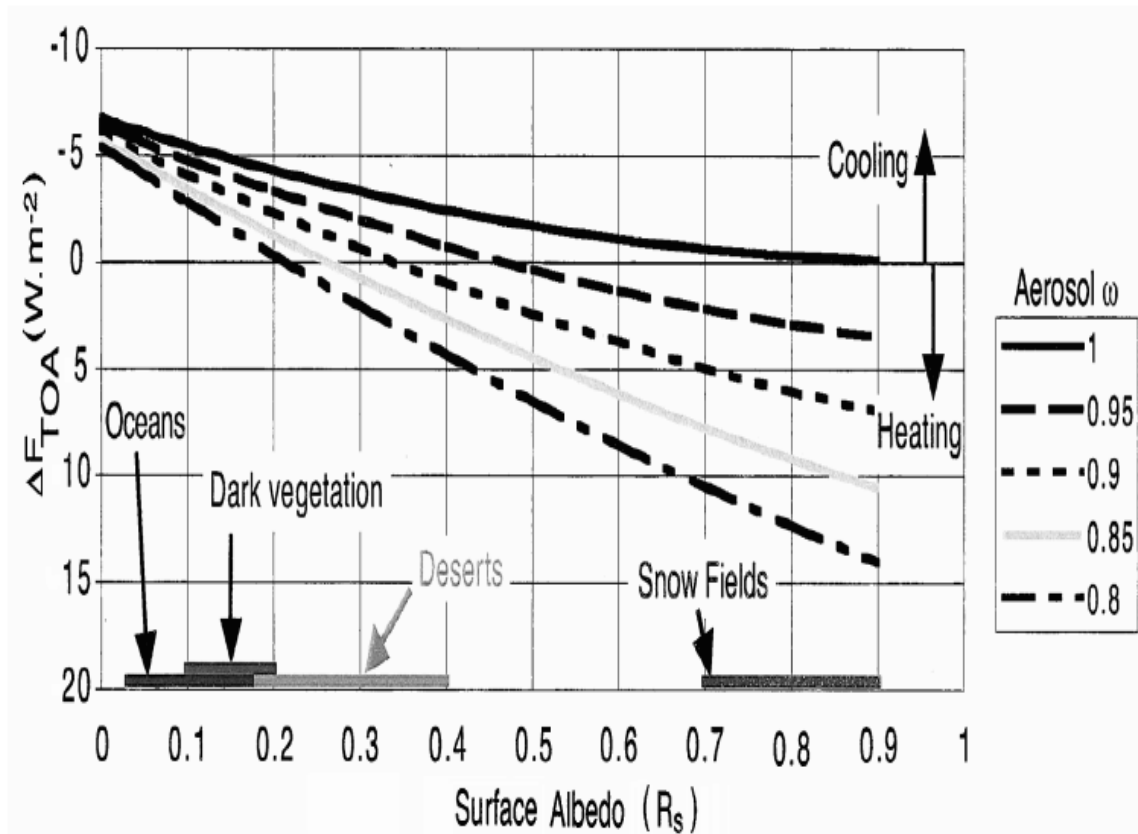


Figure 3.5. Variation du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère pour différentes valeurs de SSA et d'albédo de surface (Sources : Russell et al., 2002).

Au-dessus de surfaces peu réfléchissantes (faible albédo de surface), la présence de particules absorbantes conduit à un forçage radiatif TOA négatif car la quantité de lumière réfléchiée par la surface et susceptible d'être absorbée est faible. A l'opposé, au-dessus de surfaces très réfléchissantes (fort albédo de surface), le forçage radiatif TOA des particules absorbantes peut se révéler positif car la quantité d'énergie réfléchiée susceptible d'être captée, sera dans ce cas importante.

3.5.4. Indices de réfraction

L'indice de réfraction est une propriété optique majeure qui mesure l'extinction de la lumière par les particules selon que la lumière soit déviée et/ou absorbée. L'indice de réfraction complexe, m , est défini comme :

$$m = m_r + i m_i$$

La partie réelle (m_r) renseigne sur la déviation de la lumière par les aérosols, diffusion, tandis que la partie imaginaire (m_i) renseigne sur les propriétés d'absorption des particules. La partie imaginaire sera faible (proche de zéro) pour des aérosols diffusants tels que le sulfate ou les sels marins mais elle peut être élevée (> 0.5) dans le cas d'aérosols absorbants comme le carbone suie (Fuller et al, 1999).

L'indice de réfraction dépend de la composition chimique de l'aérosol et de l'humidité relative. En effet, la condensation de la vapeur d'eau à la surface de l'aérosol entraîne une diminution de son indice de réfraction qui va tendre vers celui de l'eau (1.33 à 550 nm (Hale et Querry, 1973)). La variation de l'indice de réfraction avec l'humidité relative peut être déterminée en utilisant l'équation définie par Hänel (1976) :

$$m = m_w + (m_o - m_w) \left[\frac{r_o}{r_{RH}} \right]^3$$

avec m_o et m_w , les indices complexes de réfraction de la particule sèche et de l'eau, r_o et r_{RH} , les rayons de la particule à l'état sec et humide.

3.5.5. Fonction de phase

On appelle fonction de phase, la distribution angulaire du rayonnement diffusé par les aérosols (Figure 3.6). Elle dépend de l'angle de diffusion (Θ). C'est le rapport entre l'intensité de la lumière diffusée dans une direction et l'intensité de la lumière diffusée dans toutes les directions. Elle décrit donc la probabilité qu'un photon soit diffusé dans une direction donnée, par exemple la quantité de lumière arrivant jusque au sol ou renvoyée dans l'espace. On l'appelle également fonction de diffusion. Elle est modélisée par la théorie de Mie à partir de deux paramètres : l'indice de réfraction et son paramètre de taille. Lorsque la taille des particules augmente, la diffusion vers l'avant (pour un angle compris entre 0 et $\pi/2$) est de plus en plus marquée. Pour en faciliter l'interprétation, on en dérive le facteur d'asymétrie ou le rapport de rétrodiffusion.

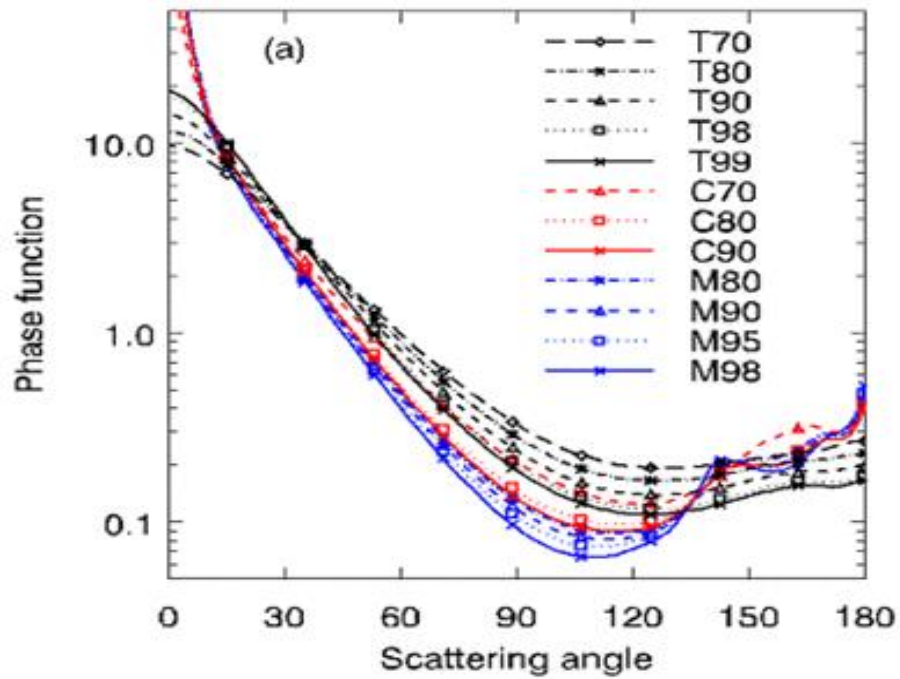


Figure 3.6. Exemple de mesures de fonction de phase pour différents types d'aérosols (Maritime, Troposphériques, Continentaux, en fonction de l'angle de diffusion (source : CNES))

3.5.6 Facteur d'asymétrie et rapport de rétrodiffusion

Le facteur d'asymétrie, g , permet de quantifier la quantité de lumière diffusée vers l'avant et/ou l'arrière. La valeur de g est comprise entre -1 et 1. Pour une valeur positive de g , la diffusion en direction de la lumière incidente sera prépondérante. Pour une valeur négative, elle sera principalement dirigée dans la direction opposée (rétrodiffusion). Pour $g = 0$, la diffusion est isotrope ou symétrique. On le définit tel que :

$$g = 1/2 \int_0^\pi \cos \Theta P(\Theta) \sin \Theta d\Theta$$

Dans le cas des aérosols, g est positif : ces particules diffusent principalement vers l'avant. Des valeurs de g pour les principaux constituants sont données dans le Tableau III.4

Tableau III.4. Valeurs de g à 500 nm pour les principaux composés chimiques de l'aérosol.

Espèce	g	Référence
Sulfate	0.66	Kiehl et al., 2000
Nitrate	0.7	Mallet et al., 2003
Carbone suie	0.33	d'Almeida et al., 1991
Carbone organique	0.7	Barnard et al., 2008
Poussière	0.70-0.76	Pandithurai et al., 2008
Sels marins	0.84	Osborne and Haywood, 2005

Les valeurs de g indiquent que les particules fines de carbone suie sont caractérisées par une faible valeur et sont donc les plus rétrodiffusantes. Par contre, les sels marins dont la valeur est la plus proche de 1, vont peu diffuser vers l'arrière.

3.6. Les modèles aérosols

Afin de caractériser les aérosols et ainsi pouvoir corriger de leurs effets, les images de télédétection, de nombreux « modèles » ont été créés soit à partir de leurs propriétés microphysiques (granulométrie, indice de réfraction), soit à partir de leurs propriétés radiatives. Plusieurs composantes de base des aérosols ont été définies (Shettle et Fenn, 1979 ; WCP-112, 1986 ; Hess et al., 1998), les principales étant appelées « dust-like », « soot », « watersoluble » et « sea-salt ».

Les aérosols dits « dust-like » sont d'origine minérale comme les poussières désertiques, les « soot » comprennent les particules issues de la combustion de matières organiques (biomasse, combustibles fossiles), les « water-soluble » correspondent aux aérosols solubles dans l'eau et enfin les « sea-salt » correspondent aux aérosols produits par l'océan.

Des modèles ont ainsi été établis à partir de ces composants, en fonction de leur proportion. Le but de ce chapitre est de faire une liste non exhaustive de différents modèles existants, qu'ils soient fondés sur des critères chimiques, géographique ou microphysique. Pour ce faire, je me suis inspiré du rapport « Representing Aerosol Optical Properties with Theoretical Modelling and Global observations », (Clerici et Melin, 2005).

3.6.1. Les modèles de Shettle et Fenn (1979)

Quatre modèles ont été définis, représentés par une distribution log-normale monomodale ou bimodale, dont les propriétés optiques dépendent de l'humidité relative :

- le modèle Rural : il représente des aérosols non influencés par les contributions urbaines et/ou les aérosols issus de l'industrie. Il est constitué de 70% d'aérosols solubles (ammonium, sulfates de calcium et composés organiques) et 30 % de poussières (dust-like).
- le modèle Urban : il se compose d'un aérosol Rural modifié par un apport d'aérosols issus de la combustion fossile et des rejets industriels. Il se compose donc de 80% de type rural + 20% de suies (soot).
- le modèle Maritime : il est composé de sels marins (essentiellement du chlorure de Sodium) et d'un type continental qu'on peut assimiler à un aérosol Rural (à l'exception des grosses particules qui ont été éliminées par les masses d'air qui soufflent au large des océans).
- le modèle Troposphérique : il représente les aérosols situés dans la troposphère libre (au-dessus de la couche limite). Sa composition est la même que pour le modèle Rural, mais la distribution de taille est modifiée de sorte que les grosses particules ont été éliminées. La distribution en taille est alors monomodale.

Tableau III.5. Composition des modèles de Shettle et Fenn, 1979

	Hydrosolubles	Poussières	Suies	Sel marin	Distribution
Troposphérique	70%	30%			Monomodale
Maritime	5%			95%	Monomodale
Rural	70%	30%			Bimodale
Urbain	56%	24%	20%		Bimodale

Les variations des propriétés optiques et microphysiques de chaque modèle en fonction de l'humidité relative sont données dans les figures suivantes :

RH %	Tropospheric	Maritime	Rural		Urban	
	r_n	r_n	$r_{n,1}$	$r_{n,2}$	$r_{n,1}$	$r_{n,2}$
0	0.02700	0.1600	0.02700	0.4300	0.02500	0.4000
50	0.02748	0.1711	0.02748	0.4377	0.02563	0.4113
70	0.02846	0.2041	0.02846	0.4571	0.02911	0.4777
80	0.03274	0.3180	0.03274	0.5477	0.03514	0.5805
90	0.03884	0.3803	0.03884	0.6462	0.04187	0.7061
95	0.04238	0.4606	0.04238	0.7078	0.04904	0.8634
98	0.04751	0.6024	0.04751	0.9728	0.05996	1.1691
99	0.05215	0.7505	0.05215	1.1755	0.06847	1.4858

Figure 3.7. Rayons de chaque mode en fonction de l'humidité relative pour les modèles de Shettle et Fenn. (Sources : Clerici et Melin, 2005).

On s'aperçoit que quel que soit le modèle, lorsque l'humidité relative augmente, la valeur du rayon moyen (r_n) augmente également et que cette augmentation devient plus importante au-delà d'une humidité relative supérieure à 70% (Figure 3.7).

RH %	Tropospheric	Maritime	Rural	Urban
0	0.9590	0.9820	0.9407	0.6382
50	0.9606	0.9835	0.9427	0.6484
70	0.9635	0.9870	0.9462	0.7026
80	0.9737	0.9936	0.9592	0.7805
90	0.9829	0.9955	0.9720	0.8422
95	0.9863	0.9968	0.9772	0.8852
98	0.9899	0.9980	0.9829	0.9240
99	0.9921	0.9986	0.9866	0.9421

Figure 3.8. Albédo de simple diffusion à 550 nm en fonction de l'humidité relative. (Sources : Clerici et Melin, 2005).

Pour l'albédo de simple diffusion (Figure 3.8), on peut faire le même constat : lorsque l'humidité relative augmente, la valeur augmente diminuant ainsi le pouvoir d'absorption des particules.

3.6.2. Les modèles OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds)

Les modèles OPAC (Hess et al, 1998) constituent une évolution des modèles de Shettle et Fenn. Le principe est assez similaire mais le nombre de modèles a été augmenté. Les modèles sont constitués d'un mélange de distribution log-normales. La figure 3.9 liste les principaux composants de bases de ces nouveaux modèles, on passe alors de 4 constituants à 10.

Component	acronym	σ	r_n	r_v
Insoluble	INSO	2.51	0.471	6.00
Water soluble	WASO	2.24	0.0212	0.15
Soot	SOOT	2.00	0.0118	0.05
Sea salt (acc. mode)	SSAM	2.03	0.209	0.94
Sea salt (coa. mode)	SSCM	2.03	1.75	7.90
Mineral (nuc. mode)	MINM	1.95	0.07	0.27
Mineral (acc. mode)	MIAM	2.0	0.39	1.60
Mineral (coa. mode)	MICM	2.15	1.90	11.0
Mineral transported	MITR	2.20	0.50	3.0
Sulfate droplets	SUSO	2.03	0.0695	0.31

Figure 3.9. Constituants de base des modèles OPAC (Sources : Clerici et Melin, 2005).

La figure 3.10 présente la liste des 12 nouveaux modèles obtenus à partir des différentes proportions (N) des constituants de base vus à la figure 3.9. Sont donnés également, pour chaque modèle, la valeur du SSA à 550 nm (ω_o), la valeur du facteur d'asymétrie g à 550 nm ainsi que la valeur du coefficient d'Angstrom α entre 350 et 500 nm d'une part et entre 500 et 800 nm, d'autre part. On peut noter les différences au niveau de $\alpha_{500-800}$ entre les modèles dits 'continentaux' avec des valeurs autour de 1.4 et 'maritimes' dont les valeurs sont inférieures à 0.9.

Type	Acronym	Components	N	ω_0 550	g 550	α 350-500	α 500-800
Continental Clean	COCL	WASO INSO	1. 0.577E-4	0.972	0.709	1.10	1.42
Continental Average	COAV	WASO INSO SOOT	0.458 0.261E-4 0.542	0.925	0.703	1.11	1.42
Continental Polluted	COPO	WASO INSO SOOT	0.314 0.12E-4 0.686	0.892	0.698	1.13	1.45
Urban	URBA	WASO INSO SOOT	0.177 0.949E-5 0.823	0.817	0.689	1.14	1.43
Desert	DESE	WASO MINM MIAM MICM	0.87 0.117 0.133E-1 0.617E-4	0.888	0.729	0.20	0.17
Maritime Clean	MACL	WASO SSAM SSCM	0.987 0.132E-1 0.211E-5	0.997	0.772	0.12	0.08
Maritime Polluted	MAPO	WASO SSAM SSCM SOOT	0.422 0.222E-2 0.356E-6 0.576	0.975	0.756	0.41	0.35
Maritime Tropical	MATR	WASO SSAM SSCM	0.983 0.167E-1 0.217E-5	0.998	0.774	0.07	0.04
Arctic	ARCT	WASO INSO SSAM SOOT	0.197 0.152E-5 0.288E-3 0.803	0.887	0.721	0.85	0.89
Antarctic	ANTA	SUSO SSAM MITR	0.998 0.109E-2 0.123E-3	1.0	0.784	0.34	0.73
Free Troposphere *	FTRO	WASO INSO SOOT	0.6 0.17E-5 0.4	0.934	-	1.21	1.58
Stratosphere	STRA			1.0	-	0.74	1.14

Figure 3.10. Liste des différents modèles OPAC avec la composition des différents constituants (N) (Sources : Clerici et Melin, 2005).

La figure 3.11 présente les variations spectrale de u_0 , en fonction de l'humidité relative du SSA en fonction de la longueur d'onde pour les modèles continentaux et urbain. On peut observer des différences entre les modèles continentaux "clean" et "polluted", par exemple, au niveau de la forme de la courbe avec une pente plus forte pour le modèle "clean". De plus, les atmosphères polluées sont plus absorbantes.

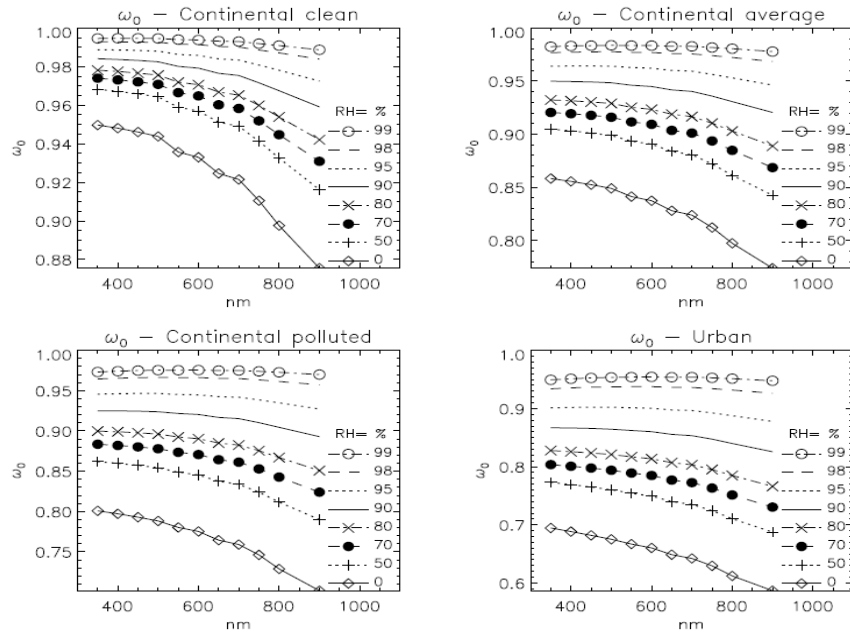


Figure 3.11. Albédo de simple diffusion en fonction de l'humidité relative pour les modèles continentaux et urbain. (Sources : Clerici et Melin, 2005).

La figure 3.12 présente quant à elle les variations du SSA en fonction de l'humidité relative pour les modèles maritime et désertique. On peut noter des différences sur la forme spectrale entre les modèles "clean" et "polluted", avec une forme plutôt en cloche pour le modèle « clean » tandis que pour le « polluted », ω_0 augmente avec la longueur d'onde en raison d'une plus grande absorption des courtes longueurs d'ondes.

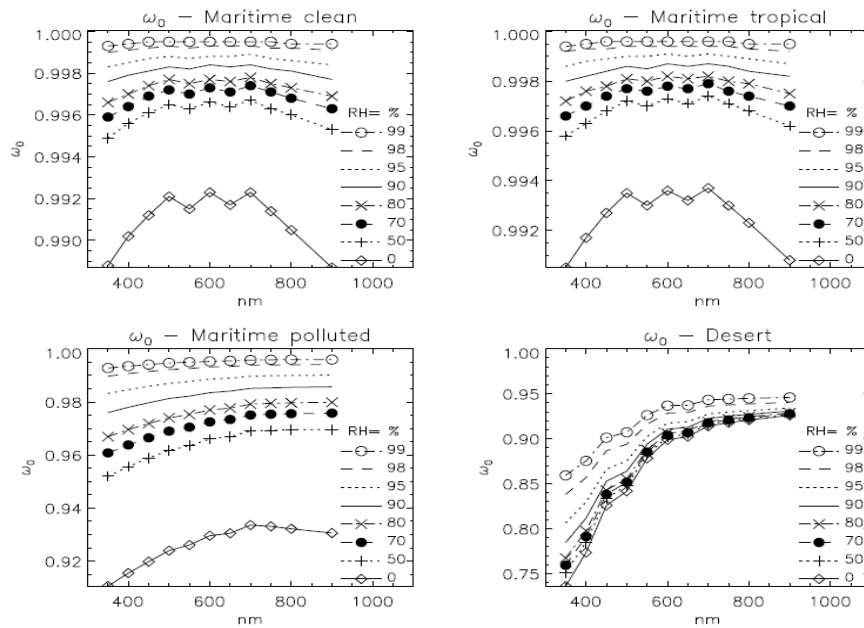


Figure 3.12. Albédo de simple diffusion en fonction de l'humidité relative pour les modèles maritime et désert. (Sources : Clerici et Melin, 2005).

3.6.3. Les modèles dérivés d'observations AERONET

Les observations du réseau AERONET, dont nous reviendrons plus en détail dans le chapitre suivant ont également permis d'établir des modèles aérosols :

- Modèles aérosols proposés par Dubovik et al., (2002) :

La figure 3.13 liste les propriétés optiques de certains endroits du globe obtenus après 8 ans d'observations regroupés en fonction du type d'aérosol dominant. Dans l'ordre, on a : marin, urbain-industriel, poussières et feux de biomasse. Cette liste illustre les variabilités des propriétés optiques intra et interclasses, notamment en ce qui concerne les propriétés d'absorption des aérosols (ω_0). Ceci s'explique notamment par des différences au niveau des propriétés météorologiques et de l'origine des sources des aérosols.

Region	τ_a	α	g	ω_0
Lanai HI	0.04 (1020nm) 0.01-0.2	0.0-1.55	0.75/0.71/0.69/0.68 ± 0.04	0.98/0.97/0.97/0.97 ± 0.03
Greenbelt, MD	0.24 (440nm) 0.1-1.0	1.2-2.5	0.68/0.59/0.54/0.53 ± 0.08	0.98/0.97/0.96/0.95 ± 0.02
Créteil, France	0.26 (440nm) 0.1-0.9	1.2-2.3	0.68/0.61/0.58/0.57 ± 0.07	0.94/0.93/0.92/0.91 ± 0.03
Mexico City	0.43 (440nm) 0.1-1.8	1.0-2.3	0.68/0.61/0.58/0.57 ± 0.07	0.90/0.88/0.85/0.83 ± 0.02
Maldives INDOEX	0.27 (440nm) 0.1-0.7	0.4-2.0	0.74/0.67/0.64/0.63 ± 0.05	0.91/0.89/0.86/0.84 ± 0.03
Bahrain	0.22 (1020nm)	0.0-1.6	0.68/0.66/0.66/0.66	0.92/0.95/0.96/0.97
Persian G.	0.1-1.2		± 0.04	± 0.03
Solar Vil.	0.17 (1020nm)	0.1-0.9	0.69/0.66/0.65/0.65	0.92/0.96/0.97/0.97
Saudi A.	0.1-1.5		± 0.04	± 0.02
Capo Verde	0.39 (1020nm) 0.1-2.0	-0.1-0.7	0.73/0.71/0.71/0.71 ± 0.04	0.93/0.98/0.99/0.99 ± 0.01
Amazon forest, Brazil; Bolivia	0.74 (440nm) 0.1-3.0	1.2-2.1	0.69/0.58/0.51/0.48 ± 0.06	0.94/0.93/0.91/0.90 ± 0.02
South American Cerrado	0.80 (440nm) 0.1-2.1	1.2-2.1	0.67/0.59/0.55/0.53 ± 0.03	0.91/0.89/0.87/0.85 ± 0.03
African savanna, Zambia	0.38 (440nm) 0.1-1.5	1.4-2.2	0.64/0.53/0.48/0.47 ± 0.06	0.88/0.84/0.80/0.78 ± 0.015
Boreal forest, U.S., Canada	0.40 (440nm) 0.1-2.0	1.0-2.3	0.69/0.61/0.55/0.53 ± 0.06	0.94/0.935/0.92/0.91 ± 0.02

Figure 3.13. Propriétés optiques de sites clé AERONET, g et ω_0 sont donnés aux longueurs d'ondes suivantes : 440/670/870/1020 nm. (Sources : Clerici et Melin, 2005).

Dans la continuité de ce travail, la figure 3.14 présente les propriétés microphysiques relevés pour chacun des 4 types. On note également de fortes variations inter et intra classes, notamment au niveau de la partie imaginaire de l'indice de réfraction avec des valeurs minimales pour le type maritime et maximales pour le type biomass-burning :

Region	n_r n_i	$r_{v,1}$ (μm) σ_1 V_1 ($\mu m^3/\mu m^2$)	$r_{v,2}$ (μm) σ_2 V_2 ($\mu m^3/\mu m^2$)
Lanai HI	1.36 ± 0.01 0.0015 ± 0.001	0.16 ± 0.02 0.48 ± 0.04 $0.40\tau_a(1020) \pm 0.01$	2.70 ± 0.04 0.68 ± 0.04 $0.80\tau_a(1020) \pm 0.02$
Greenbelt MD	$1.41-0.03\tau_a(440) \pm 0.01$ 0.003 ± 0.003	$0.21+0.11\tau_a(440) \pm 0.03$ 0.38 ± 0.01 $0.15\tau_a(440) \pm 0.03$	$3.03+0.49\tau_a(440) \pm 0.21$ 0.75 ± 0.03 $0.01+0.04\tau_a(440) \pm 0.01$
Créteil France	1.40 ± 0.03 0.009 ± 0.004	$0.11+0.13\tau_a(440) \pm 0.03$ 0.43 ± 0.05 $0.01+0.12\tau_a(440) \pm 0.04$	$2.76+0.48\tau_a(440) \pm 0.30$ 0.79 ± 0.05 $0.01+0.05\tau_a(440) \pm 0.02$
Mexico City	1.47 ± 0.03 0.014 ± 0.006	$0.12+0.04\tau_a(440) \pm 0.02$ 0.43 ± 0.03 $0.12\tau_a(440) \pm 0.03$	$2.72+0.60\tau_a(440) \pm 0.23$ 0.63 ± 0.05 $0.11\tau_a(440) \pm 0.03$
Maldives INDOEX	1.44 ± 0.02 0.011 ± 0.007	0.18 ± 0.03 0.46 ± 0.04 $0.12\tau_a(440) \pm 0.03$	$2.62+0.61\tau_a(440) \pm 0.31$ 0.76 ± 0.05 $0.15\tau_a(440) \pm 0.04$
Bahrain Persian G.	1.55 ± 0.03 $0.0025/0.0014/$ $0.001/0.001 \pm 0.001$	0.15 ± 0.04 0.42 ± 0.04 $0.02+0.1\tau_a(1020) \pm 0.05$	2.54 ± 0.04 0.61 ± 0.02 $-0.02+0.92\tau_a(1020) \pm 0.04$
Solar Vil. Saudi A.	1.56 ± 0.03 $0.0029/0.0013/$ $0.001/0.001 \pm 0.001$	0.12 ± 0.05 0.40 ± 0.05 $0.02+0.02\tau_a(1020) \pm 0.03$	2.32 ± 0.03 0.60 ± 0.03 $-0.02+0.98\tau_a(1020) \pm 0.04$
Capo Verde	1.48 ± 0.05 $0.0025/0.0007/$ $0.0006/0.0006 \pm 0.001$	0.12 ± 0.03 $0.49+0.10\tau_a(1020) \pm 0.04$ $0.02+0.02\tau_a(1020) \pm 0.03$	1.90 ± 0.03 $0.63-0.10\tau_a(1020) \pm 0.03$ $0.9\tau_a(1020) \pm 0.09$
Amazon forest Brazil; Bolivia	1.47 ± 0.03 0.0093 ± 0.003	$0.14+0.013\tau_a(440) \pm 0.01$ 0.40 ± 0.04 $0.12\tau_a(440) \pm 0.05$	$3.27+0.58\tau_a(440) \pm 0.45$ 0.79 ± 0.06 $0.05\tau_a(440) \pm 0.02$
South Amer. Cerrado	1.52 ± 0.01 0.015 ± 0.004	$0.14+0.01\tau_a(440) \pm 0.01$ 0.47 ± 0.03 $0.1\tau_a(440) \pm 0.06$	$3.27+0.51\tau_a(440) \pm 0.39$ 0.79 ± 0.04 $0.04+0.03\tau_a(440) \pm 0.03$
Afr. savanna Zambia	1.51 ± 0.01 0.021 ± 0.004	$0.12+0.025\tau_a(440) \pm 0.01$ 0.40 ± 0.01 $0.12\tau_a(440) \pm 0.04$	$3.22+0.71\tau_a(440) \pm 0.43$ 0.73 ± 0.03 $0.09\tau_a(440) \pm 0.02$
Boreal forest U.S., Canada	1.50 ± 0.04 0.0094 ± 0.003	$0.15+0.015\tau_a(440) \pm 0.01$ 0.43 ± 0.01 $0.01+0.1\tau_a(440) \pm 0.04$	$3.21+0.2\tau_a(440) \pm 0.23$ 0.81 ± 0.2 $0.01+0.03\tau_a(440) \pm 0.03$

Figure 3.14. Indices de réfraction réels et imaginaires (n_r , n_i), et distributions de taille.

La figure 3.15 illustre les distributions de taille pour les modèles « Urban-Industrial-Mixed », « Oceanic », « Dust », « Biomass-burning ». Chaque modèle possède une distribution bimodale avec une dominance du mode fin pour les modèles « Urban » et « Biomass » et une dominance du mode grossier pour les modèles « Dust » et « Ocean ».

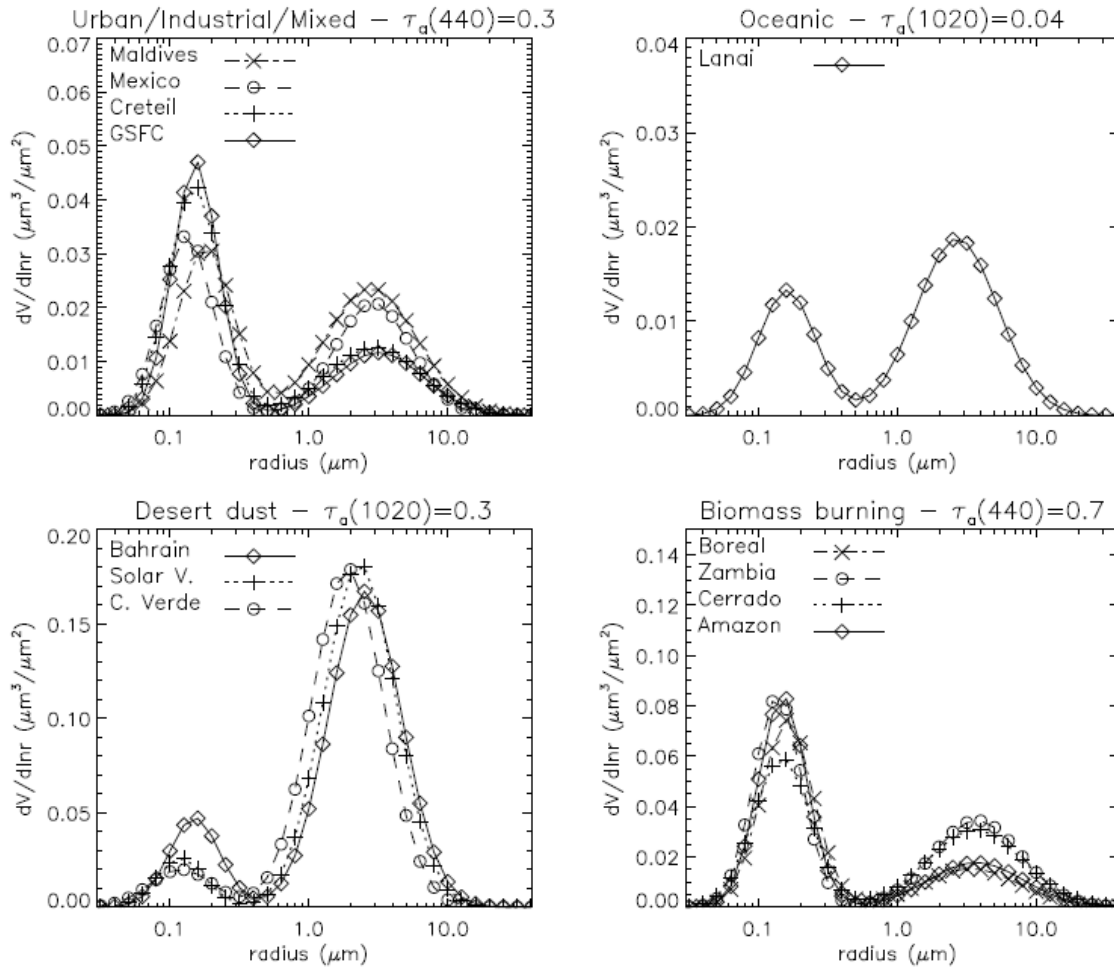


Figure 3.15. Représentation de la distribution de taille pour les sites clé en fonction du type d'aérosol. (Sources : Clerici et Melin, 2005).

La figure 3.16 présente la dépendance spectrale de l'albédo de simple diffusion mesuré à 5 longueurs d'ondes, pour les quatre mêmes modèles. On peut voir que pour les modèles « Urban » et « Biomass », on a un SSA qui décroît avec la longueur d'onde tandis que pour le modèle « Dust », il croît. Pour le modèle « Ocean » on a d'abord une décroissance puis une faible croissance mais les valeurs restent quasi égales.

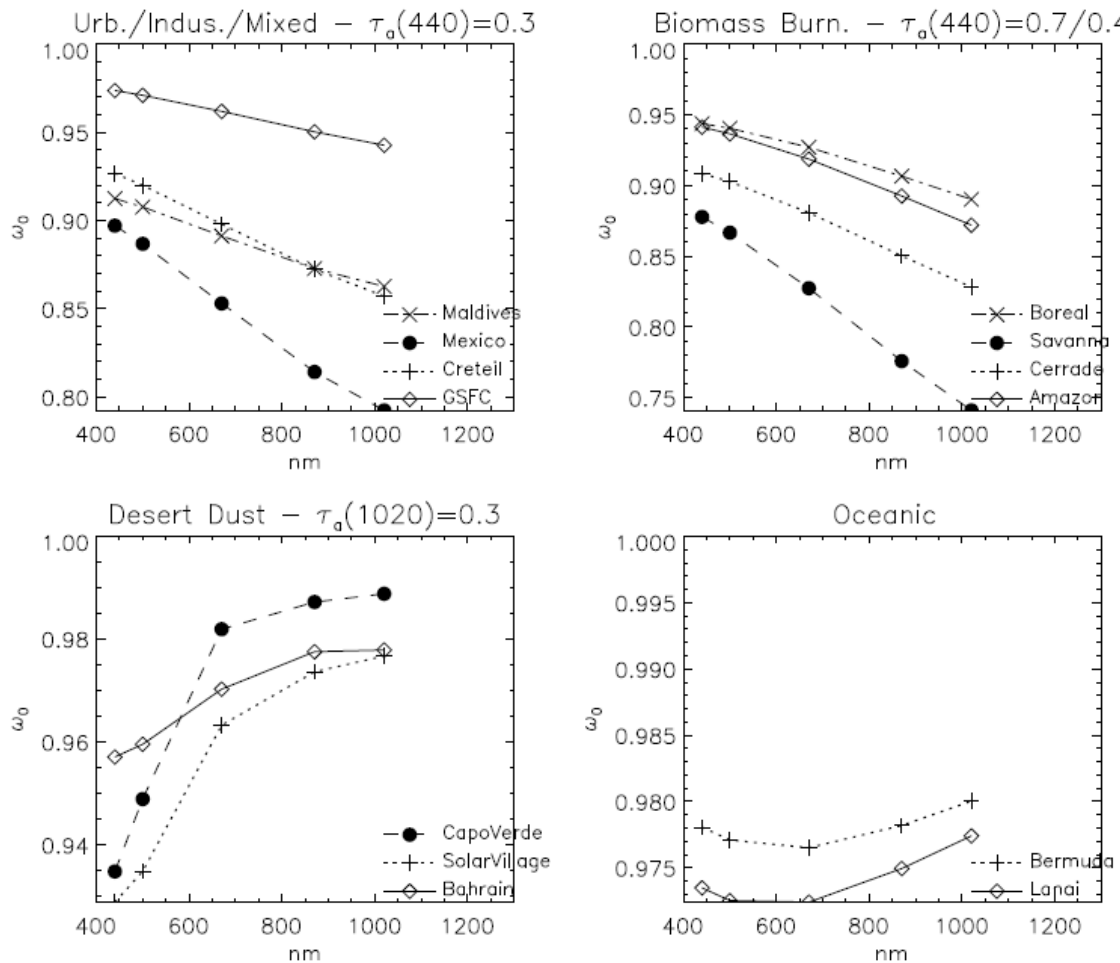


Figure 3.16. Représentation de l'albédo de simple diffusion pour les sites clé en fonction du type d'aérosol. (Sources : Clerici et Melin, 2005).

Le site « Oceanic » est décrit dans Smirnov et al., (2003). Les spectres ont été calculés d'après la théorie de Mie utilisant les distributions de taille ainsi que les indices de réfraction définis précédemment pour chacun des sites.

- Omar et al., (2005) ont défini des modèles après avoir réalisé une analyse de grappes à partir des données AERONET. Il définit ainsi 6 catégories associées à : desert/mineral dust (1), biomass burning (2), background/rural (3), polluted continental (4), polluted marine (5), dirty pollution (6). Les propriétés optiques pour chacun de ses modèles sont présentées dans la figure 3.17.

Category	1	2	3	4	5	6
$\omega_0(673)$	0.93	0.80	0.88	0.92	0.93	0.72
$n_r(673)$	1.4520	1.5202	1.4494	1.4098	1.3943	1.4104
$n_i(673)$	0.0036	0.0245	0.0092	0.0063	0.0044	0.0337
$\tau_a(673)$	0.327	0.190	0.036	0.191	0.140	0.100
$\alpha(441/673)$	0.608	1.391	1.534	1.597	0.755	1.402
$g(673)$	0.668	0.603	0.580	0.612	0.711	0.594
$r_{v,1}$	0.117	0.144	0.133	0.158	0.165	0.140
σ_1	1.482	1.562	1.502	1.526	1.611	1.540
V_1	0.077	0.040	0.013	0.061	0.029	0.032
fine fraction (%)	22	33	38	53	26	49
$r_{v,2}$	2.834	3.733	3.590	3.547	3.268	3.556
σ_2	1.908	2.144	2.104	2.065	1.995	2.134
V_2	0.268	0.081	0.020	0.054	0.083	0.034

Figure 3.17. Propriété optiques des modèles définis par Omar et al, 2005 (Sources : Clerici et Melin, 2005).

La figure 3.18 illustre les distributions de taille des 6 modèles. Comme pour précédemment, le modèle 1 (« Dust/mineral dust ») est caractérisé par une forte valeur de densité dans le mode grossier.

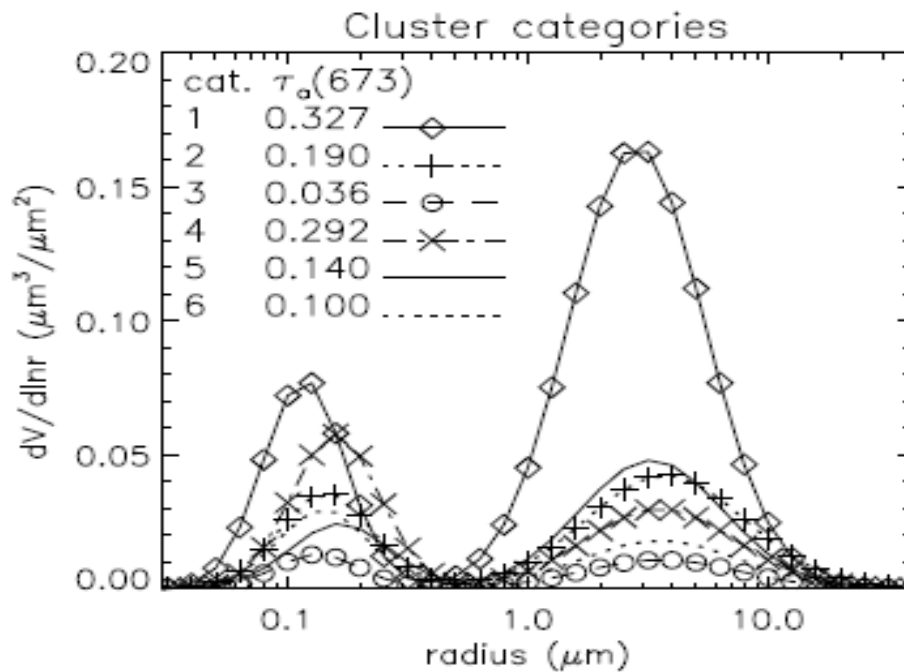


Figure 3.18. Distribution de taille des différents clusters. (Sources : Clerici et Melin, 2005).

3.7. Conclusions

Le but de ce chapitre était d'introduire de manière générale, les aérosols atmosphériques à travers notamment une revue spécifique de leurs propriétés optiques et microphysiques. Après une brève définition et une caractérisation des différentes sources et des processus de formation, une présentation de la granulométrie ou encore de leur répartition spatiale a été faite. Par la suite, les propriétés optiques et microphysiques ont été introduites à travers la définition des principaux paramètres. Ceci a permis de mettre en évidence, la diversité du type d'aérosols relatif à la diversité de ces propriétés.

Enfin, pour conclure ce chapitre, nous nous sommes intéressés aux modèles aérosols qui définissent les aérosols à partir des variations de leurs propriétés optiques. Pour cela, une revue bibliographique d'un grand nombre de modèles définis à partir de mesures radiométriques et/ou chimiques a été faite. Cela a notamment permis d'évoquer le réseau AERONET dont plus de détails seront donnés au chapitre suivant.

Chapitre 4

Caractérisation des propriétés optiques des aérosols sur Arcachon

4.1. Le réseau AERONET

Le réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork) [Holben et al, 1998] est un réseau mondial de photomètres mesurant à partir du sol les propriétés optiques et microphysiques des aérosols, que cela soit sur terre ou sur mer. Ce programme a été mis en place par la NASA et le réseau PHOTONS (PHOTométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire; Université Lille 1).

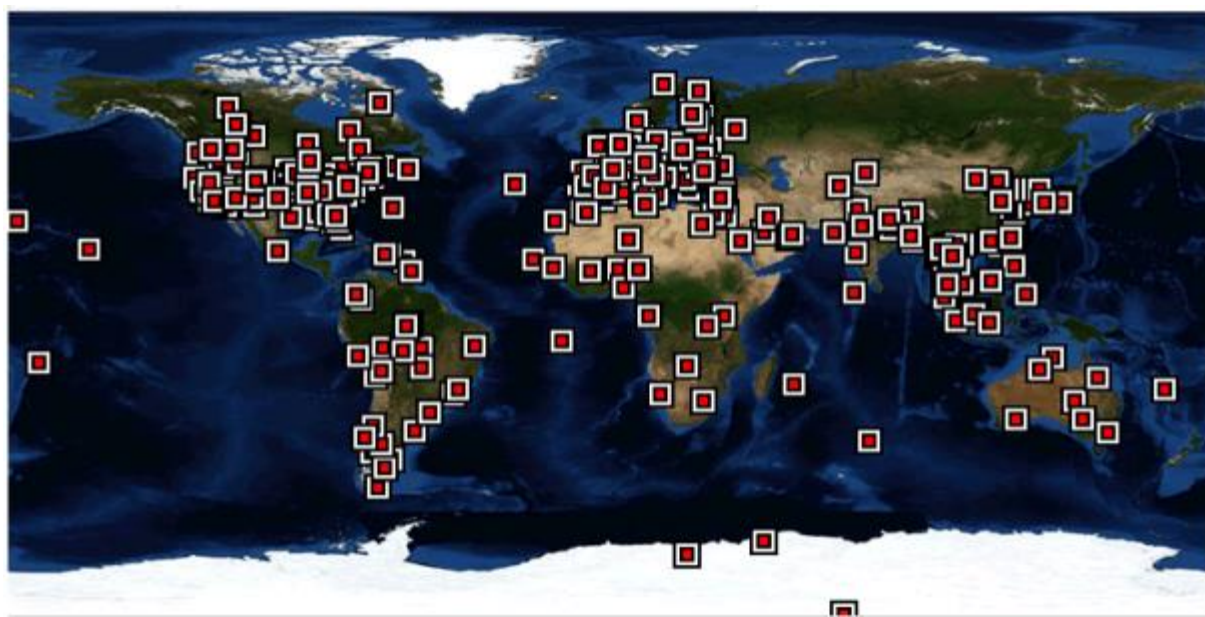


Figure 4.1. Localisation des photomètres AERONET en activité en 2015 (Source : AERONET)

Des centaines de stations automatiques, partout dans le monde (Figure 4.1), produisent des mesures en continu (lorsque les conditions météorologiques et d'éclairement sont suffisantes). Les données sont accessibles gratuitement via le site internet : <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

La large base de données, sa précision, son étendue, ses protocoles uniformes (incluant un modèle standard de photomètre), et son entretien, font d'AERONET la principale source de données pour évaluer les méthodes de corrections atmosphériques et/ou d'inversions satellitaires (Guanter et al., 2003 ; Béal et al., 2006)

4.1.1. Principes de la mesure et principaux algorithmes

Un photomètre solaire mesure l'intensité lumineuse reçue dans une direction donnée. L'énergie ainsi mesurée correspond à l'énergie solaire totale émise dont une partie aura été absorbée et/ou diffusée par les diverses composantes de l'atmosphère. La mesure est soit manuelle ou automatique, mais nécessite que l'appareil puisse « voir » le soleil (pas de mesure la nuit ou par temps très nuageux). La mesure est effectuée pour certaines longueurs d'ondes dont le nombre varie généralement entre 4 et 8. Il est également possible de cibler certaines portions du spectre dominées par l'absorption moléculaire permettant ainsi notamment de mesurer la vapeur d'eau. Les paramètres AERONET sont estimés selon deux types de mesures : des mesures d'éclairement en visée directe (Figure 4.2) du soleil dans 8 longueurs d'onde et des mesures de luminance du ciel dans 4 longueurs d'onde (Figure 4.3 et Figure 4.4).

4.1.1.1. Mesures directes

Ces mesures servent notamment à calculer les épaisseurs optiques des aérosols. L'épaisseur optique mesurée par le photomètre est estimée à partir de la loi de Beer-Lambert :

$$E^{inc} = E^{TOA} \exp\left(-\frac{\tau_{atm}}{\cos \theta_v}\right)$$

E^{inc} est l'énergie solaire incidente, E^{TOA} est l'énergie solaire Top-Of-Atmosphere, τ_{atm} est l'épaisseur optique spectrale totale, elle correspond à la somme de l'épaisseur optique due à la diffusion des molécules (τ_R), de l'épaisseur optique due à l'absorption des gaz (τ_g) et de l'épaisseur optique des aérosols (τ_a) :

$$\tau_{atm} = \tau_R + \tau_g + \tau_a$$

τ_{atm} est déterminée à partir des mesures du photomètre. On obtient τ_a par soustraction (Holben et al., 1998). τ_R est calculée à partir de la pression atmosphérique (Bodhaine et al., 1999). Les données de pression sont issues du NCEP (National Climate Environment Predictions), pour une résolution spatiale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ et une résolution temporelle de 6h. En cas d'indisponibilité de ces données, des données mensuelles d'une climatologie établie entre 1993 et 2004 sont utilisées. τ_g est déterminée à partir de plusieurs sources : des données TOMS pour l'ozone, des données SCIAMACHY (ENVISAT) pour le dioxyde d'azote. Les valeurs de dioxyde de carbone et méthane sont des constantes ajustées en fonction de la pression. La transmission de la vapeur d'eau est déterminée à partir du code de transfert radiatif de Lyapustin (Smirnov et al., 2002). Enfin l'absorption de la vapeur d'eau est déduite à partir des mesures à $0.94 \mu\text{m}$ dans la bande d'absorption de l'eau et des mesures à 1.02 et $1.64 \mu\text{m}$ où l'absorption est plus faible (Bruegge et al., 1992 ; Schmid et al., 2000).

A partir des données d'épaisseur optique aérosol dans plusieurs bandes, on peut en déduire la dépendance spectrale et ainsi avoir une information sur le type d'aérosol. En effet, l'exposant d'Angstrom (α) et τ_a sont reliés :

$$\frac{\tau(\lambda_1)}{\tau(\lambda_2)} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{-\alpha}$$

Généralement, λ_2 est pris égal à 865 nm , permettant ainsi d'établir la dépendance spectrale de τ par rapport à $\tau(865)$, qui est utilisé comme indicateur de la concentration en aérosols. Plus α est grand, plus la dépendance spectrale sera grande.

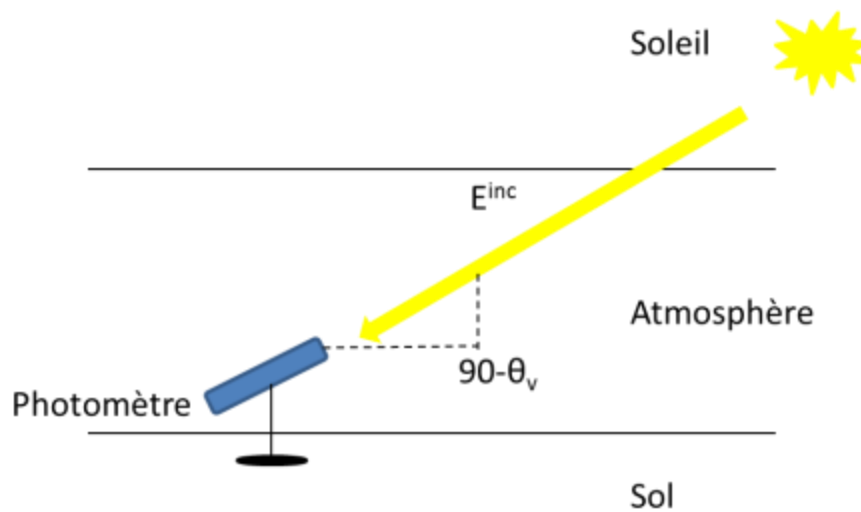


Figure 4.2. Principe de la mesure directe

4.1.1.2. Mesures indirectes

Les mesures de luminance du ciel sont réalisées selon deux plans :

- dans le plan principal solaire selon plusieurs angles zénithaux (Figure 4.3) ;
- dans le plan d'almucantar (un almucantar est un cercle sur la sphère céleste parallèle à l'horizon ; le plan almucantar contient le Soleil) pour plusieurs angles azimutaux (par rotation autour de l'axe de l'appareil) avec l'angle zénithal solaire fixe (Figure 4.4) ;

Le photomètre réalise de façon régulière au cours de la journée des mesures directes, en suivant la trajectoire du Soleil. Puis au bout d'un nombre fixe d'acquisitions, il réalise alors une série de mesures dans le plan principal et dans le plan d'almucantar.

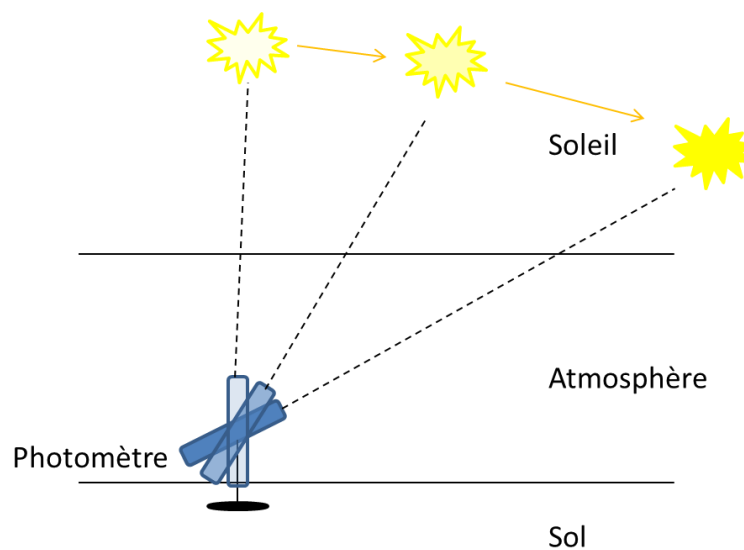


Figure 4.3. Principe de la mesure dans le plan direct

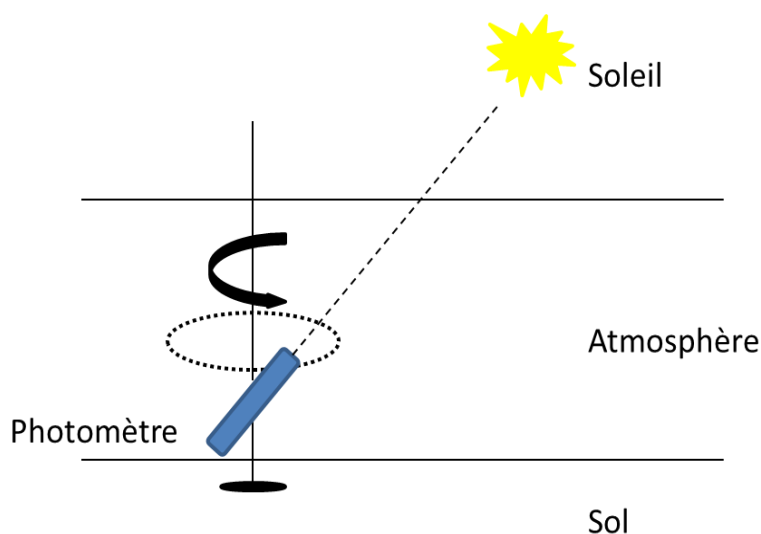


Figure 4.4. Principe de la mesure dans le plan d'almucantar

A partir des mesures directes et d'Almucantar, les données recueillies aux 4 longueurs d'ondes (0.44, 0.67, 0.87, et 1.02 μm) sont corrélées aux sorties d'un modèle de transfert radiatif et ainsi grâce au dernier modèle d'inversion développé par AERONET (Dubovik et King, 2000 ; Dubovik et al., 2002), les propriétés microphysiques des aérosols peuvent alors être retrouvées.

La variation spectrale et directionnelle de la lumière du ciel est décrite par Dubovick (Dubovick et King, 2000 ; Dubovick et al., 2002) selon une modélisation microphysique de particules sphériques (théorie de Mie). Pour cela, il est nécessaire de connaître l'indice de réfraction, la distribution de taille des particules et l'épaisseur optique. L'algorithme employé et le code de transfert radiatif associé permettent d'inverser les propriétés des aérosols voulues avec un minimum d'hypothèses de départ.

Les incertitudes liées aux différents produits ont été estimées par Dubovik (Dubovik et al., 2000). Ils ont montré qu'une précision de 0.03 sur le SSA, d'environ 30-50% sur la partie imaginaire et 0.04 sur la partie réelle de l'indice de réfraction ne pouvaient être obtenue que pour des conditions de forte concentration en aérosol ($\tau(440) > 0.5$). Dans le cas où les concentrations en aérosol sont inférieures et comme nous le verrons par la suite, ceci nous concerne particulièrement, la précision de ces inversions chute significativement en raison d'une diminution du contenu de l'information de base. En effet, la précision de l'étalonnage devient alors un frein causant des erreurs de mesures sur τ ($\Delta\tau = \pm 0.01$) qui représente entre 5 à 10% de $\tau(440) < 0.2$ et ceci est comparable avec la part représentée par l'absorption dans le calcul de l'épaisseur optique totale. Dans ces conditions, les inversions du SSA et de l'indice de réfraction complexe deviennent difficiles. Pour $\tau(440) < 0.2$, la précision sur le SSA chute à 0.05-0.07, de 80 à 100% pour la partie imaginaire de l'indice de réfraction et à 0.05 pour la partie réelle.

Pour la distribution en taille des particules, les inversions sont satisfaisantes dans n'importe quelles conditions. Les erreurs liées aux densités de volume ($dV(r)*d\ln(r)$) changent de façon non linéaire avec la taille de particules et le type d'aérosol. Pour une taille de rayon r , dans l'intervalle ($0.1 < r < 7 \mu\text{m}$), les erreurs ne dépassent pas 10% quand la distribution est maximale mais peuvent atteindre 35% pour les valeurs minimales de densité.

Ces incertitudes ne sont applicables que pour des mesures sous ciel clair et non nuageux.

4.1.2. Instruments et produits

4.1.2.1. Instruments

Le réseau AERONET est équipé exclusivement de photomètres solaires de la marque CIMEL (<http://www.cimel.fr/>), mesurant le rayonnement incident sur 8 longueurs d'ondes (en général) : 340, 380, 440, 500, 670, 870, 1020 et 1640 nm. Un canal à 940 nm permet d'estimer le contenu en eau de l'atmosphère (Bruegge et al., 1992 ; Schmid et al., 2001). Tous les 2/3 mois des appareils de référence sont envoyés vers des sites particuliers où les conditions de visibilité sont optimales pour être recalibrés selon la technique du « Langley plot » (Shaw, 1983). Les autres appareils sont également envoyés vers ces sites mais à une fréquence plus faible. L'épaisseur optique des aérosols est annoncée avec une précision, indépendante de la longueur d'onde, variant entre 0.01 et 0.02 (Holben et al., 1998).



Figure 4.5. CIMEL CE318, utilisé par la plupart des sites AERONET (Sources : CIMEL)

4.1.2.2. Les produits AERONET

Les produits AERONET sont disponibles selon 3 niveaux de traitement : les données de niveau 1 correspondent aux mesures brutes, en temps réel, sans aucun traitement, les

données de niveau 1.5 correspondent aux données de niveau 1 ayant subi un filtre pour supprimer les données acquises en présence de nuages, enfin les données de niveau 2 dites « qualité assurée », correspondant aux données 1.5 filtrées après vérification de la stabilité temporelle des filtres, propre à chaque instrument. Ce passage du niveau 1.5 au niveau 2 est un processus long pouvant atteindre plusieurs mois avant la mise à disposition des données.

Les produits sont disponibles pour deux algorithmes différents : celui de Nakajima et al, (1996) appelé « Direct sun and Inversions » et celui issu des travaux de Dubovick et King (2000) et Dubovik et al., (2002). Ce dernier permet de caractériser l'absorption de certains gaz (dioxyde d'azote, méthane et eau) absents du premier. Enfin il améliore également l'estimation de l'ozone.

L'ensemble des produits sont téléchargeables gratuitement sur le site internet d'AERONET, au format ASCII. Le site permet, via un formulaire, de télécharger un grand nombre de données et de produits à la fois, assez facilement. De plus, pour chacune des stations est attribué un référent, qui est responsable de l'instrument et des données.

4.2. Etude des propriétés optiques des aérosols pour le site d'Arcachon

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé comme site d'étude, le Bassin d'Arcachon. Site atelier majeur du laboratoire EPOC (Université de Bordeaux), il est également un site pilote du CNES à travers le programme KALIDEOS-LITTORAL. Ce programme a notamment pour objectif de constituer une base de données d'images satellites dont l'archive remonte jusqu'à 25 ans, permettant ainsi un support pour le développement de produits cartographiques et d'études à partir d'images satellites. De plus, nous possédons également un CIMEL sur place depuis fin 2008, grâce au travail de Nadège Martiny puis placé depuis 2010 sous la direction de Bertrand Lubac.



Figure 4.6. Image Landsat 8 du Bassin d’Arcachon, acquise le 01/10/2014 (Source : Earthexplorer)

4.2.1. Contexte climatique

Le climat d’Arcachon est doux, avec un ensoleillement important (~2000 heures en moyenne / an), l’hiver est pluvieux mais rarement très froid, l’été est chaud mais rarement sec. Les températures mensuelles moyennes obtenues entre 1999 et 2009 sont données dans la Figure 4.7. En moyenne, les températures varient entre 6.5 et 10°C en hiver et entre 20 et 22°C l’été. Un histogramme plat indique une absence de données (comme pour le mois de Janvier en 2000, par exemple). Des évènements de type tempêtes sont observables en automne et hiver. En ce qui concerne les données de vent, les enregistrements réalisés au niveau de la pointe du Cap Ferret révèlent que les directions de vent les plus fréquentes au cours de l’année sont : NE (18.6%), O (15.6%) et NO (15.1%). Enfin, en ce qui concerne l’humidité relative (HR), les données moyennées sur la période 2009-2014 (Figure 4.8) révèlent des valeurs variant entre 70% (en été) contre 82% (en hiver).

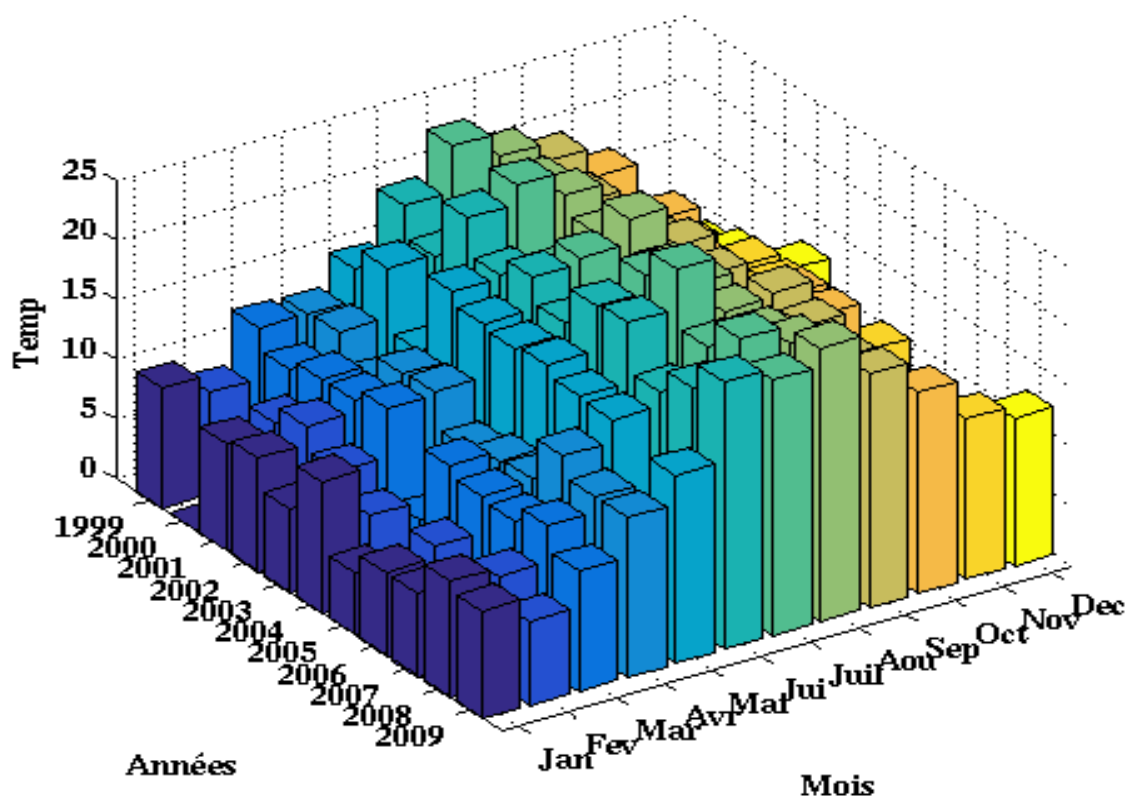


Figure 4.7. Température mensuelle moyenne relevée à LEGE-CAP FERRET (1999-2009)
(Sources : OASU/Meteo-France)

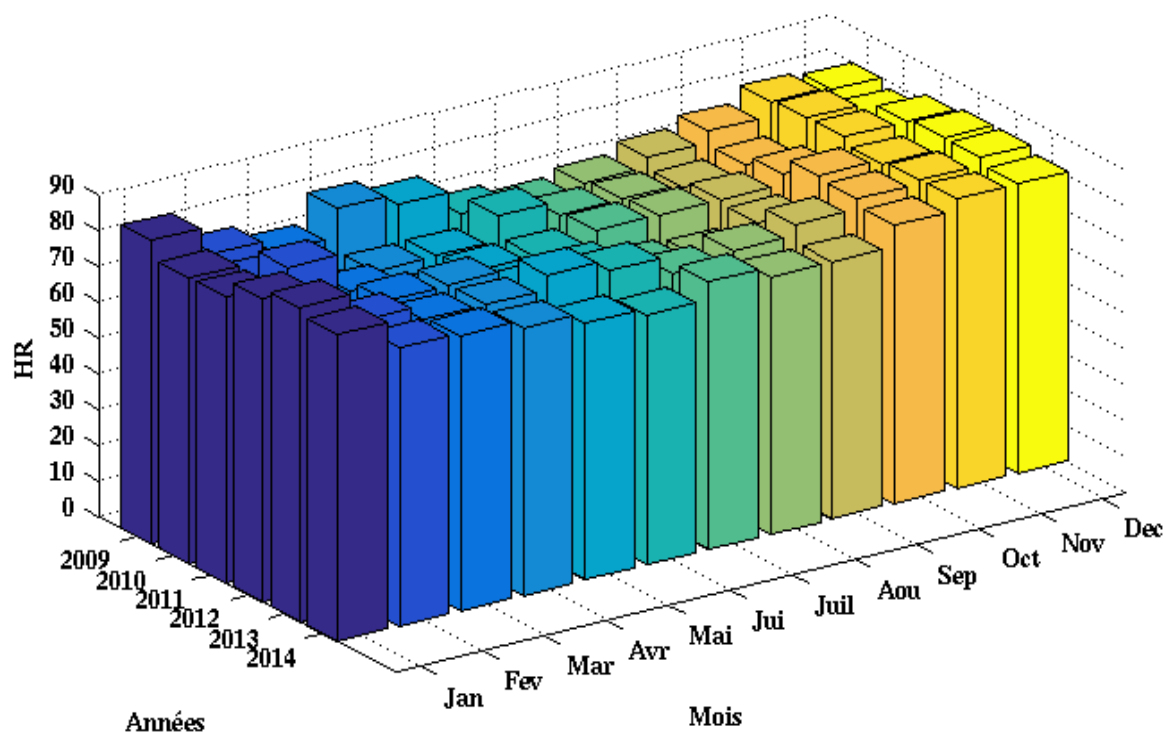


Figure 4.8. Humidité relative mensuelle moyenne relevée à LEGE-CAP FERRET (2009-2014)
(Sources : OASU/Meteo-France)

4.2.2. Variabilité des propriétés optiques et microphysiques des aérosols du Bassin d’Arcachon

Dans son étude sur les propriétés optiques des aérosols en milieu maritime, Smirnov et al. (2000), fait un résumé sur les observations in-situ de stations localisées dans l’océan Nord-Atlantique. Il observe que l’épaisseur optique est caractérisée par une forte variabilité qu’il attribue aux diverses sources d’aérosols : des sources continentales (urban/industrial, dust, biomass burning) ainsi qu’une source maritime (sea-spray). Il ressort de cela que l’épaisseur optique des sites en Atlantique est supérieure à celles mesurées dans le Pacifique.

De par sa situation géographique et son régime de vent de dominance Ouest, il sera intéressant de voir comment les propriétés optiques des aérosols d’Arcachon sont influencées et varient avec le temps.

Pour mener cette étude, les données de niveau 2 AERONET entre 2009 et 2012 sont analysées. Ces années ont été choisies car les données de niveau 2 étaient disponibles et que le CIMEL en 2013 était indisponible suite à une panne du robot. Dans une 1ere partie, nous analyserons les données liées aux propriétés optiques des aérosols (τ , α) puis nous analyserons les données relatives aux propriétés microphysiques des aérosols (ω_0 , indice de réfraction, ..).

4.2.2.1. Variation des propriétés optiques des aérosols

Les propriétés optiques des aérosols sont caractérisés par deux paramètres clés (Bi et al., 2011) : l’épaisseur optique à 500 nm (τ_a 500 nm) ainsi que le coefficient d’Angstrom (α). Afin de caractériser au mieux ces deux paramètres, l’étude a été réalisée à la fois à partir des moyennes mensuelles et saisonnières.

La figure 4.9 décrit les moyennes mensuelles de l’épaisseur optique à 500 nm mesurée entre 2009 et 2012 par le photomètre d’Arcachon. La valeur maximale est pour le mois d’avril 2009 avec une valeur de $0,24 \pm 0,23$ tandis que la valeur minimale est pour le mois d’octobre 2012 avec une valeur de $0,07 \pm 0,03$. Il ressort de cette analyse une forte variabilité de l’épaisseur optique inter-mensuelle et intra-mensuelle. Ainsi pour certains mois, comme par exemple le mois d’avril, l’écart-type va être important, témoignant d’une forte variation des propriétés des aérosols ou de la concentration (quantité). Ces variations peuvent être assimilées soit à des conditions météorologiques plus variables (vent, pluie) soit à des apports d’aérosols provenant de nouvelles sources (Barnaba et al., 2011),

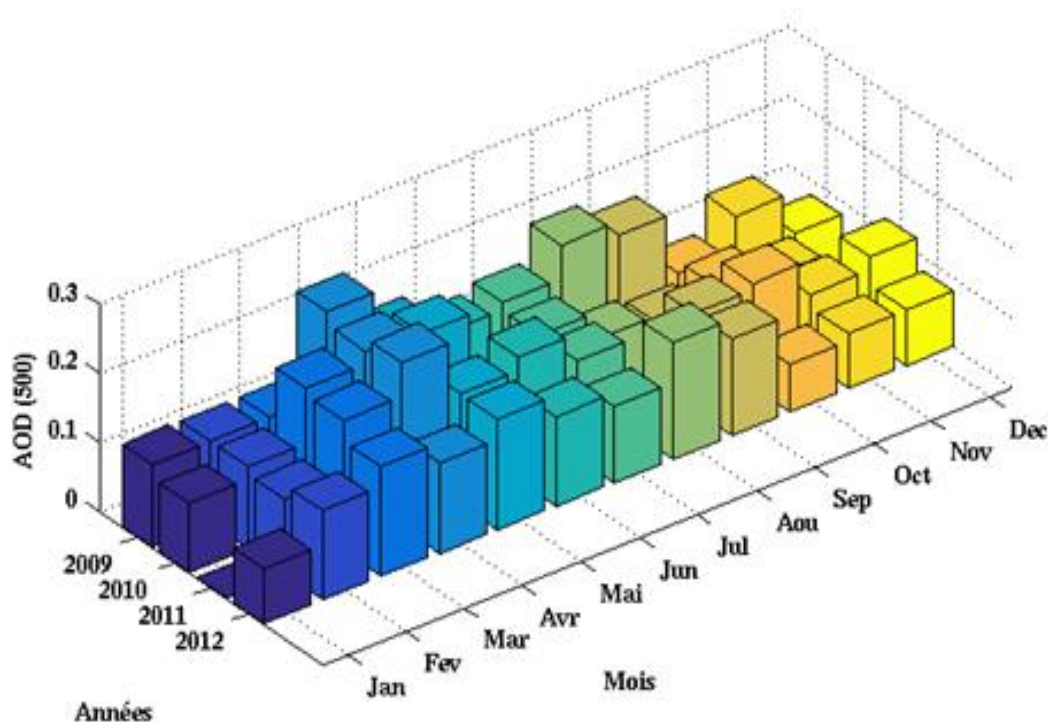


Figure 4.9. Variation mensuelle de l'épaisseur optique à 500 nm (2009-2012)

Les variations saisonnières sont reportées dans le tableau IV.1. La variabilité entre les saisons est assez marquée notamment entre le printemps qui possède une valeur moyenne de 0.18 contre 0.09 pour l'hiver, ainsi que l'écart-type le plus élevé (0.05). Les faibles valeurs en hiver peuvent s'expliquer par une augmentation des précipitations provoquant ainsi un lessivage des aérosols et un dépôt au sol causé par les gouttes de pluie (Piazzola et al., 2009; Demoisson, 2015).

Tableau IV.1. Variation saisonnière de l'épaisseur optique à 500 nm avec l'écart-type associé

	AOD ₅₀₀	σ
Printemps	0.18	0.05
Été	0.13	0.04
Automne	0.12	0.03
Hiver	0.09	0.03

Nous avons également étudié la variation journalière des propriétés optiques des aérosols. Celle-ci peut s'avérer importante pour de nombreuses applications. Ainsi en télédétection spatiale, connaître les variations horaires peut s'avérer très utiles, notamment pour les corrections atmosphériques ou tout processus de validation. Pour se faire, les mesures CIMEL ont été moyennées par tranche de 30 min pour chaque saison (Figure 4.10). Les

résultats montrent un cycle journalier relativement stable en automne et hiver tandis qu'au printemps et en été, les variations moyennes de l'épaisseur optique sont beaucoup plus marquées au cours de la journée. Ceci peut être causé par des variations de l'humidité relative au cours de la journée en été et en hiver causant ainsi une augmentation ou une diminution de la taille des particules et modifiant leurs propriétés optiques (Kuang et al., 2015).

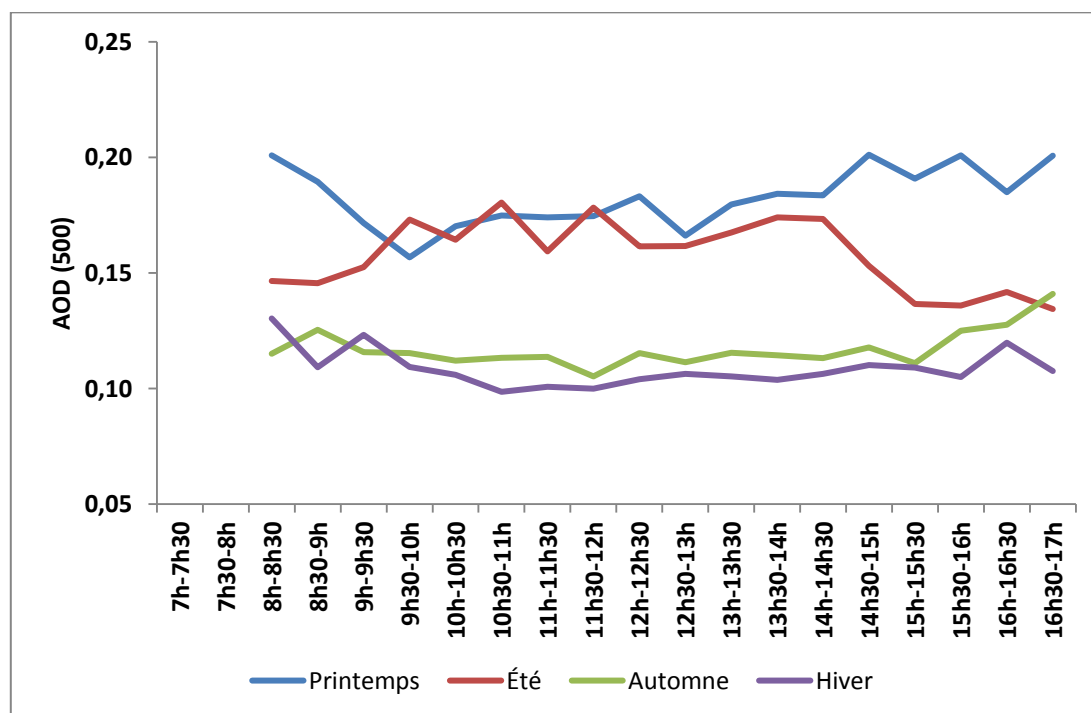


Figure 4.10. Variation journalière de l'épaisseur optique à 500 nm, pour chaque saison

La figure 4.11 présente la distribution de fréquence de l'épaisseur optique à 500 nm, construite à partir des moyennes quotidiennes pour chaque jour de mesure. La distribution présente un mode dont la valeur est 0.11 avec des valeurs variant entre 0.05 et 0.5. Cette valeur de 0.11 souligne le fait que l'épaisseur optique au-dessus d'Arcachon est en général faible. Ce résultat est en accord avec les travaux de Smirnov et al., (2002), pour des mesures sur l'Atlantique Nord.

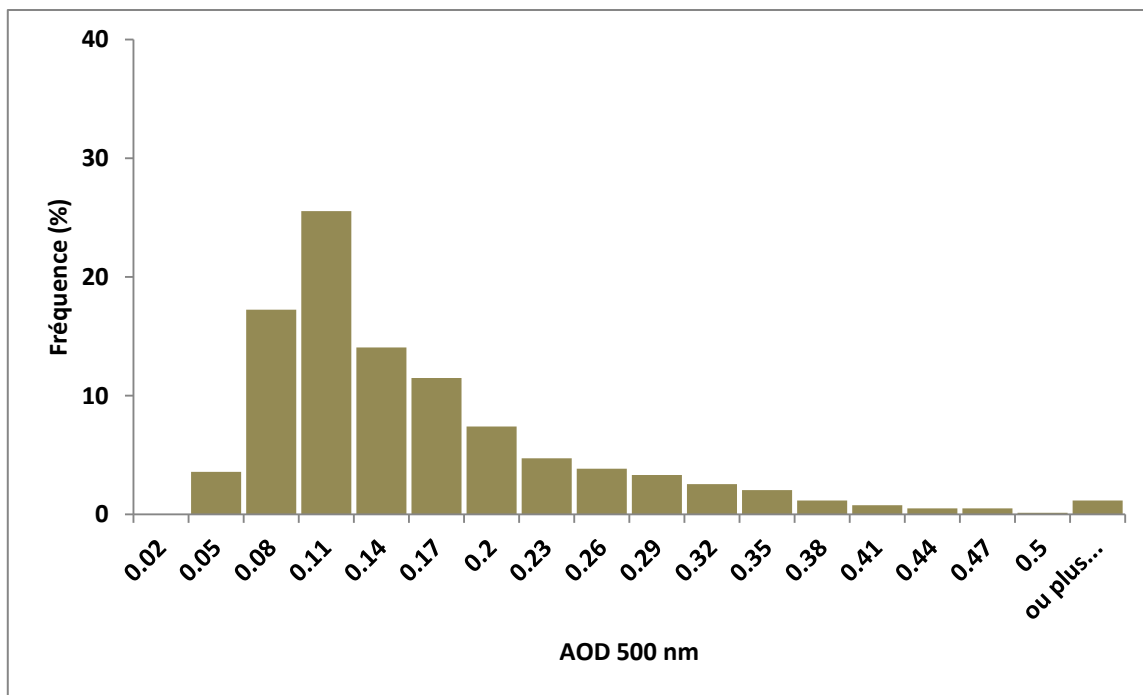


Figure 4.11. Distribution de fréquences de l'épaisseur optique à 500 nm

Une fois que nous avons analysé les distributions à l'échelle annuelle, nous avons réalisé le même travail mais à l'échelle de la saison (Figure 4.12), afin notamment de voir s'il y'a une saisonnalité dans les variations de l'AOD. Ces résultats sont néanmoins à nuancer car le nombre d'observations varie selon la saison. En effet en hiver le nombre de mesures est plus faible du fait du manque de Soleil. De plus pour certains mois, le CIMEL était en réparation. En hiver, la distribution est la plus étroite avec une valeur de mode à 0.11 et les valeurs variant entre 0.05 et 0.35. Les saisons de printemps et d'été possèdent les distributions les plus larges avec des valeurs entre 0.05 et 0.5 et se caractérisent, notamment pour le printemps, par une plus grande distribution dans les fortes valeurs.

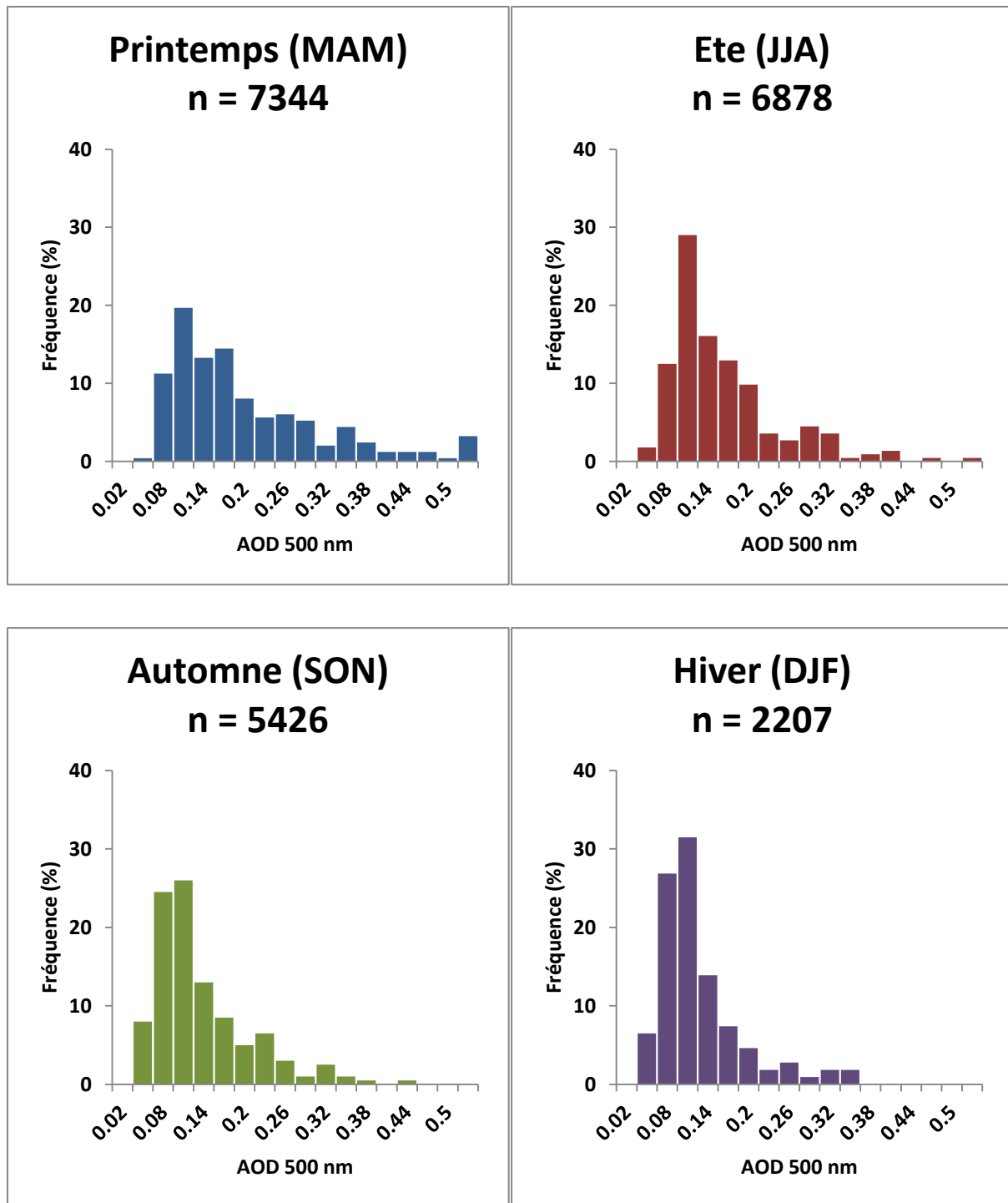


Figure 4.12. Distribution saisonnières de fréquences de l'épaisseur optique à 500 nm

Une fois, la variation de l'épaisseur optique caractérisée, nous avons étudié les variations du coefficient d'Angstrom qui, comme expliqué précédemment, est un indicateur de la taille des particules.

La Figure 4.13 présente la variation des moyennes mensuelles entre 2009 et 2012 des valeurs du coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm ($\alpha_{440-870 \text{ nm}}$). La valeur moyenne maximale est pour le mois de février 2012 avec $1,54 \pm 0,37$ et la valeur minimale pour le mois

de novembre 2009 avec $0,54 \pm 0,4$. La variation moyenne du coefficient d'Angstrom est moins marquée que celle de l'épaisseur optique à 500 nm. Néanmoins, les valeurs minimales, qui peuvent être associées à des particules de plus grosse taille, se retrouvent généralement pendant les mois d'hiver.

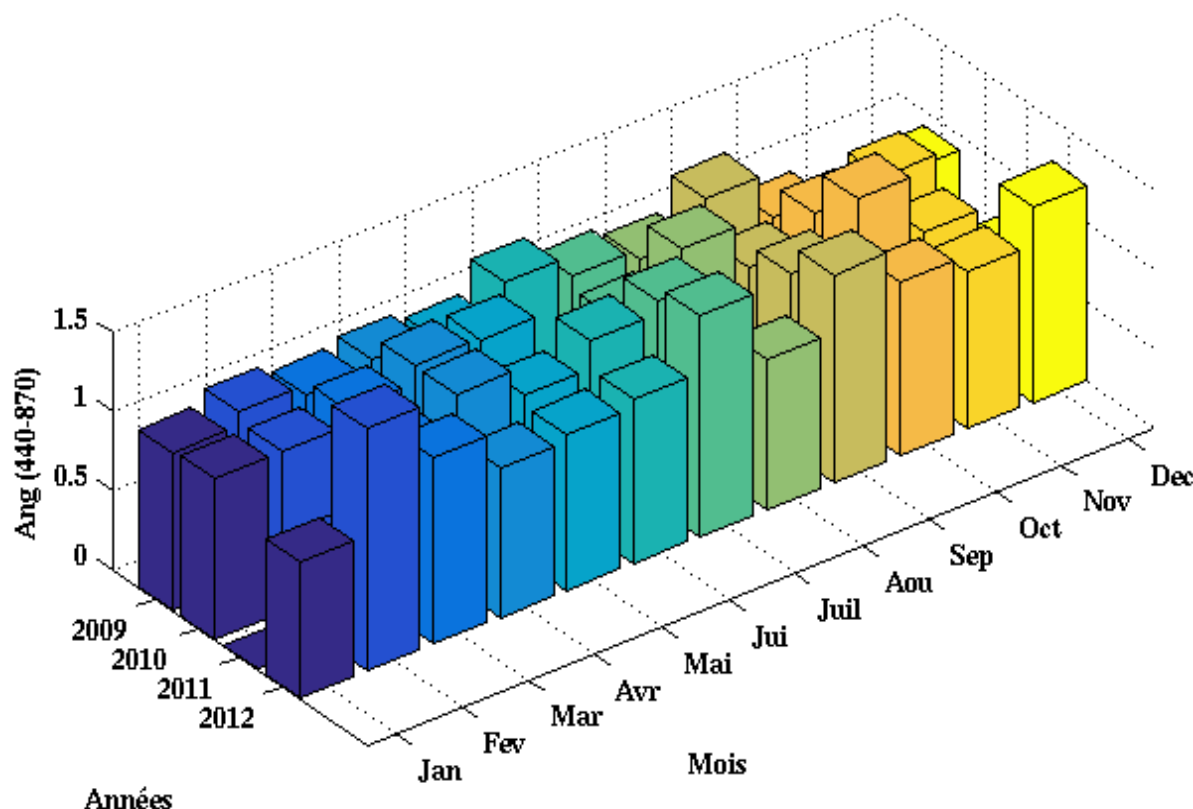


Figure 4.13. Variation de la moyenne mensuelle du coefficient d'Angstrom (2009 – 2012)

Les valeurs moyennes calculées par saison sont présentées dans le Tableau IV.2. La valeur maximale (1.16 ± 0.15) se situe en été tandis que la valeur minimale (0.99 ± 0.27) se trouve en hiver. Ces différences entre ces deux saisons peuvent être expliquées par : pour l'été, une domination des particules d'origine continentale avec des apports de particules désertiques (Israelevich et al., 2012; Barnaba et al., 2011), à l'opposé pour l'hiver, les fortes précipitations associées au vent vont produire une plus forte concentration d'aérosols types marins ainsi qu'un lessivage des aérosols (Piazzola et al, 2009; Demoisson et al, 2015) que nous pouvons corrélérer avec la faible valeur d'AOD trouvée précédemment durant cette saison.

Tableau IV.2. Variation saisonnière du coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm avec l'écart-type associé.

	$\alpha_{440-870}$	σ
Printemps	1.12	0.09
Été	1.16	0.15
Automne	1.11	0.25
Hiver	0.99	0.27

En ce qui concerne les variations horaires (figure 4.14), elles sont relativement stables pour le printemps et l'été avec des valeurs variant entre, respectivement, 1.11–1.15 et 1.1–1.24. Tandis que pour l'automne et l'hiver les variations sont plus marquées avec des valeurs variant respectivement entre 1.1–1.4 et 0.73–1.2. Ces variations du coefficient d'Angstrom témoignent des fortes variations temporelles des aérosols.

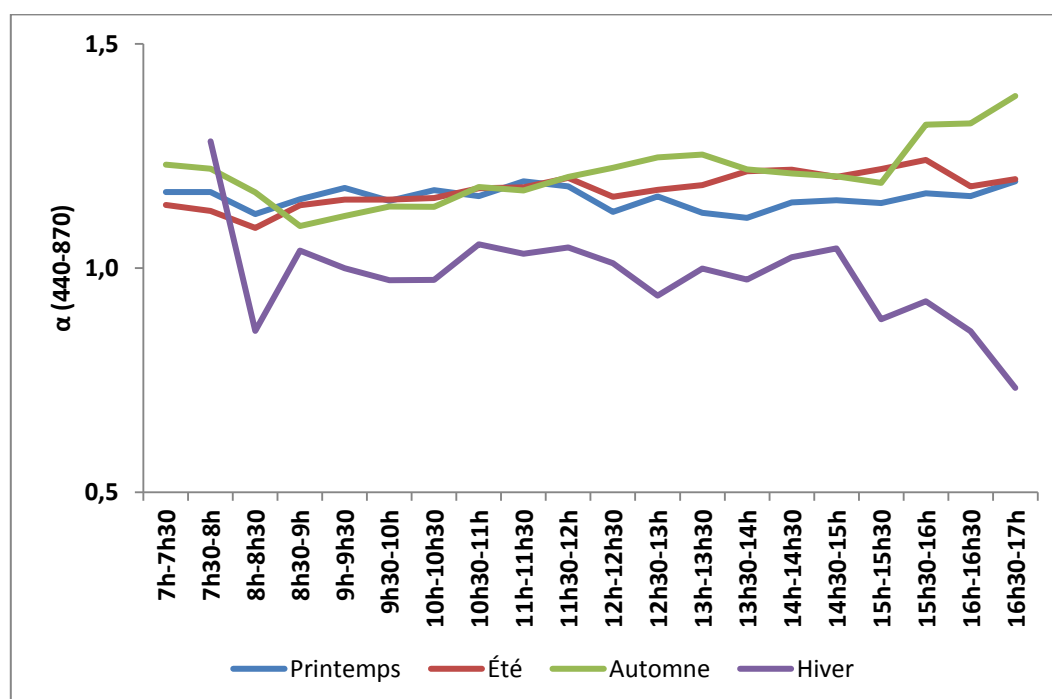


Figure 4.14. Variation journalière du coefficient d'Angstrom, pour chaque saison.

La distribution en fréquence des moyennes journalières du coefficient d'Angstrom est présentée par la Figure 4.15. La distribution affiche un mode autour de 1.5, ce qui est un indicateur d'une dominance de particules de petite taille. Nous avons par la suite étudié les distributions du coefficient d'Angstrom pour chaque saison (Figure 4.16) afin de voir si ces distributions venaient confirmer ou pas nos hypothèses.

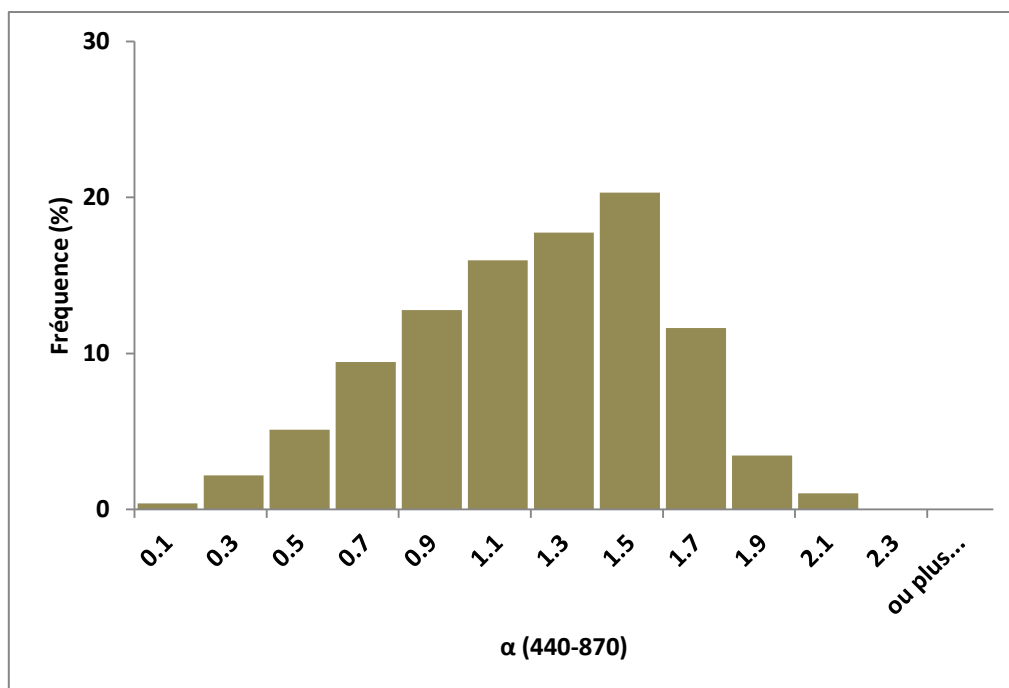


Figure 4.15. Distribution de fréquences du coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm

Pour le printemps, la distribution laisse apparaître deux « modes », un à 1.1 et l'autre à 1.5, traduisant un mélange entre des particules de petite et moyenne taille. Il n'est pas possible à partir de cette observation de savoir si ces particules appartiennent à plusieurs populations ou si c'est le même type d'aérosols à des stades d'évolution différents. En ce qui concerne l'été, la distribution est monomodale autour de 1.5, témoignant d'une domination des particules fines. Pour l'automne, la distribution est également monomodale autour de 1.5 mais une plus grande fréquence dans les faibles valeurs est observée traduisant une présence plus importante de grosses particules. La distribution hivernale affiche deux modes distincts, un autour de 0.7 et l'autre autour de 1.5 caractérisant une population formée à la fois de petites et de grandes particules, traduisant un apport non négligeable de grosses particules par rapport aux autres saisons. De par la proximité de l'océan, nous pouvons penser que ces grosses particules représentent des particules marines.

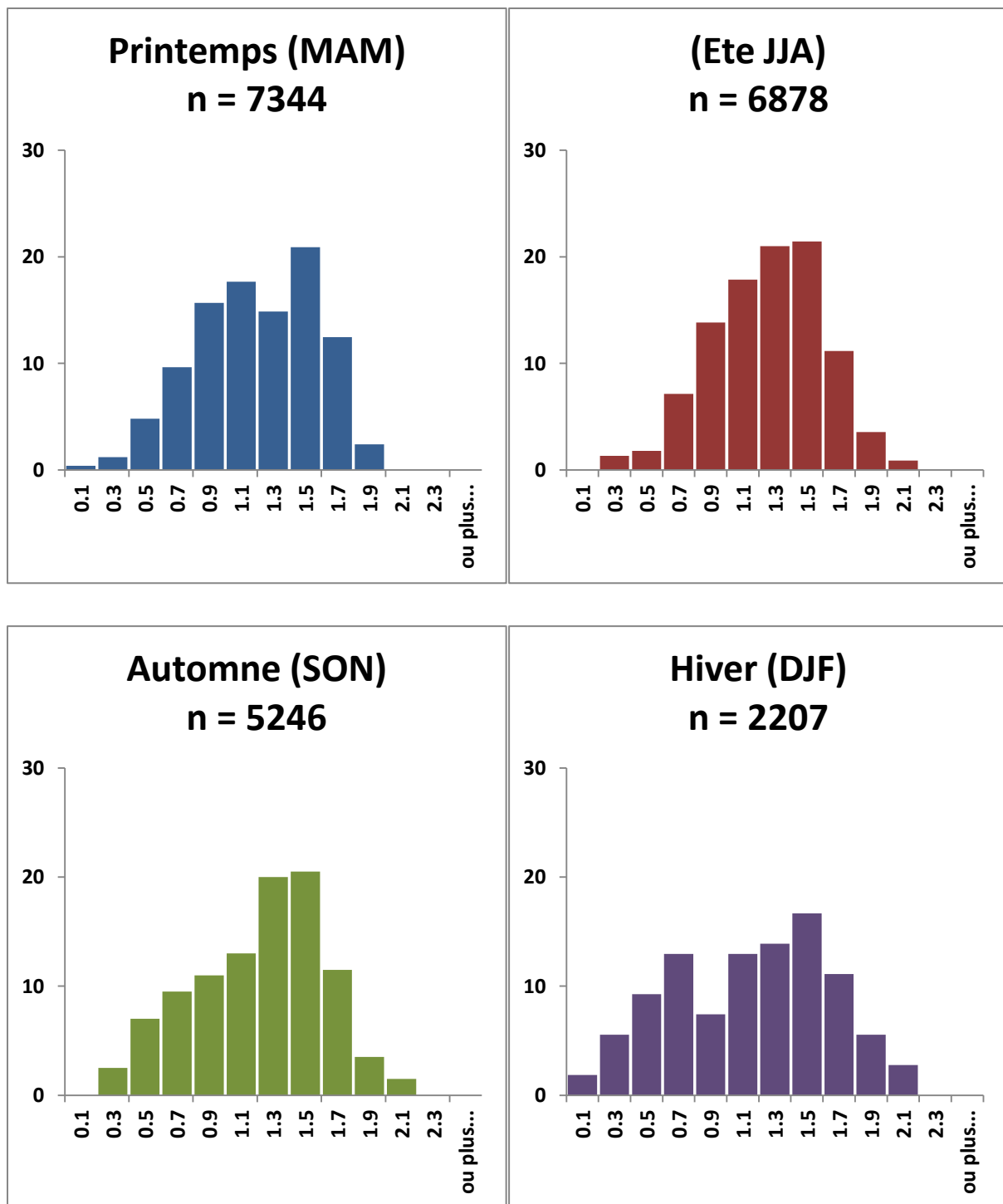


Figure 4.16. Distribution saisonnières de fréquences du coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm

Dans cette première partie, nous avons mis en évidence une variabilité des propriétés optiques des aérosols au-dessus d'Arcachon, à la fois à l'échelle du mois et de la saison. Notamment, nous avons pu voir de fortes différences entre le printemps et l'hiver au niveau de l'épaisseur optique et entre l'été pour l'hiver pour le coefficient d'Angstrom. Cependant, cette analyse ne nous permet pas à ce stade de déterminer la nature des aérosols. De plus, afin

d'établir un modèle aérosol pertinent pour notre zone, nous devons établir les propriétés microphysiques des aérosols, ce que nous allons faire dans la seconde partie de notre analyse.

4.2.2.2. Variation des propriétés microphysiques des aérosols

Dans un premier temps, les distributions de taille moyennes mensuelles et saisonnières ont été construites. Ces distributions sont en volume et non en nombre de particules. Les figures 4.17 et 4.18 montrent la distribution en taille (en volume) moyenne par saison et mensuelle.

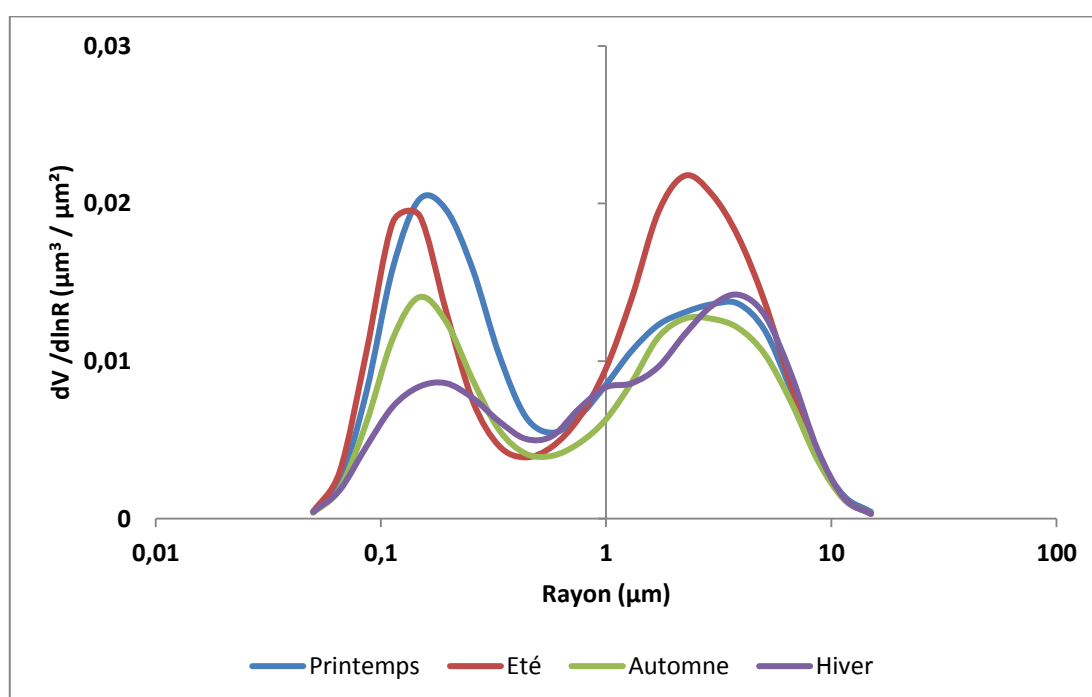


Figure 4.17. Distribution en volume de la taille des aérosols pour chaque saison.

Les distributions affichent une variation aussi bien saisonnière (Figure 4.17) que mensuelle (Figure 4.19). Ces variations vont provoquer les changements d'intensité et de dépendance spectrale de l'épaisseur optique (qui décrit les variations de l'épaisseur optique en fonction de la longueur d'onde dont la valeur est donnée par le coefficient d'Angstrom). Le mode grossier présente une relative stabilité saisonnière hormis pour l'été. Cependant, ce pic d'été doit être nuancé car il est fortement influencé par la moyenne du mois d'août 2012 (Tableau IV.3). Lors de ce mois, les mesures CIMEL couplées au modèle HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model), permettant de tracer l'origine des masses d'air, indiquant des masses d'air en provenance d'Afrique du Nord et donc très certainement des aérosols de type poussières désertiques. Des exemples de sorties de modèles

HYSPLIT pour le mois d'août 2012 sont présentés dans la Figure 4.18. Le mode fin, par contre, montre une grande variabilité avec un maximum au printemps et un minimum en hiver. Ces résultats associés à ceux vu précédemment permettent de mettre en avant et de confirmer la variabilité saisonnière en termes de propriétés optiques des aérosols et notamment de confirmer la dominance des grosses particules en hiver qui a pour effet de diminuer les valeurs de α à cette saison.

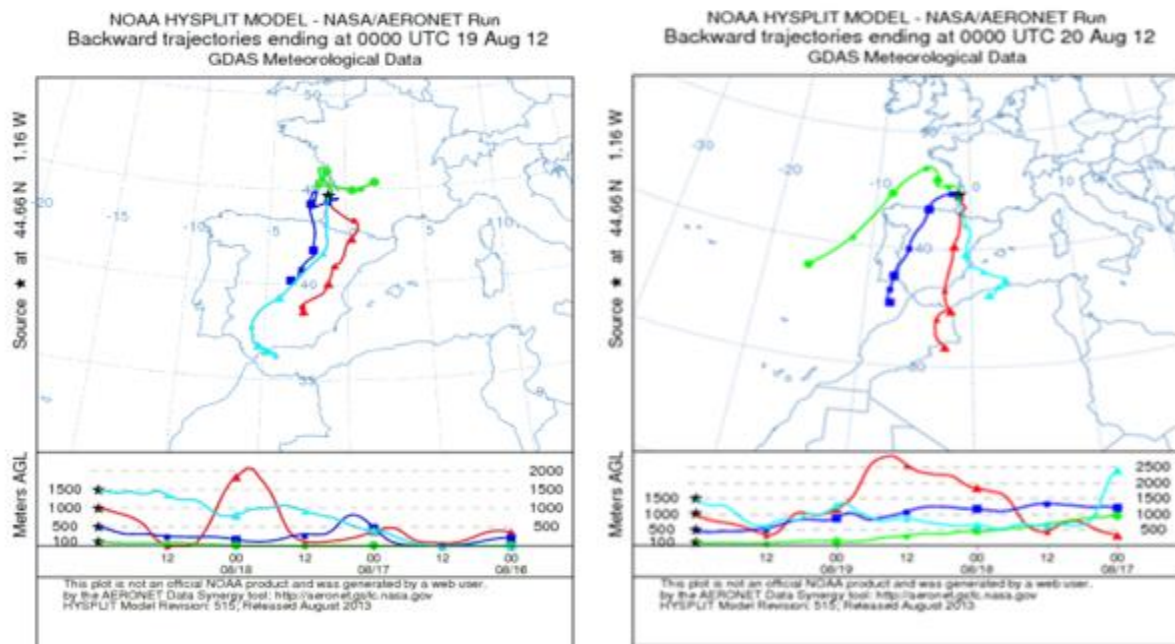
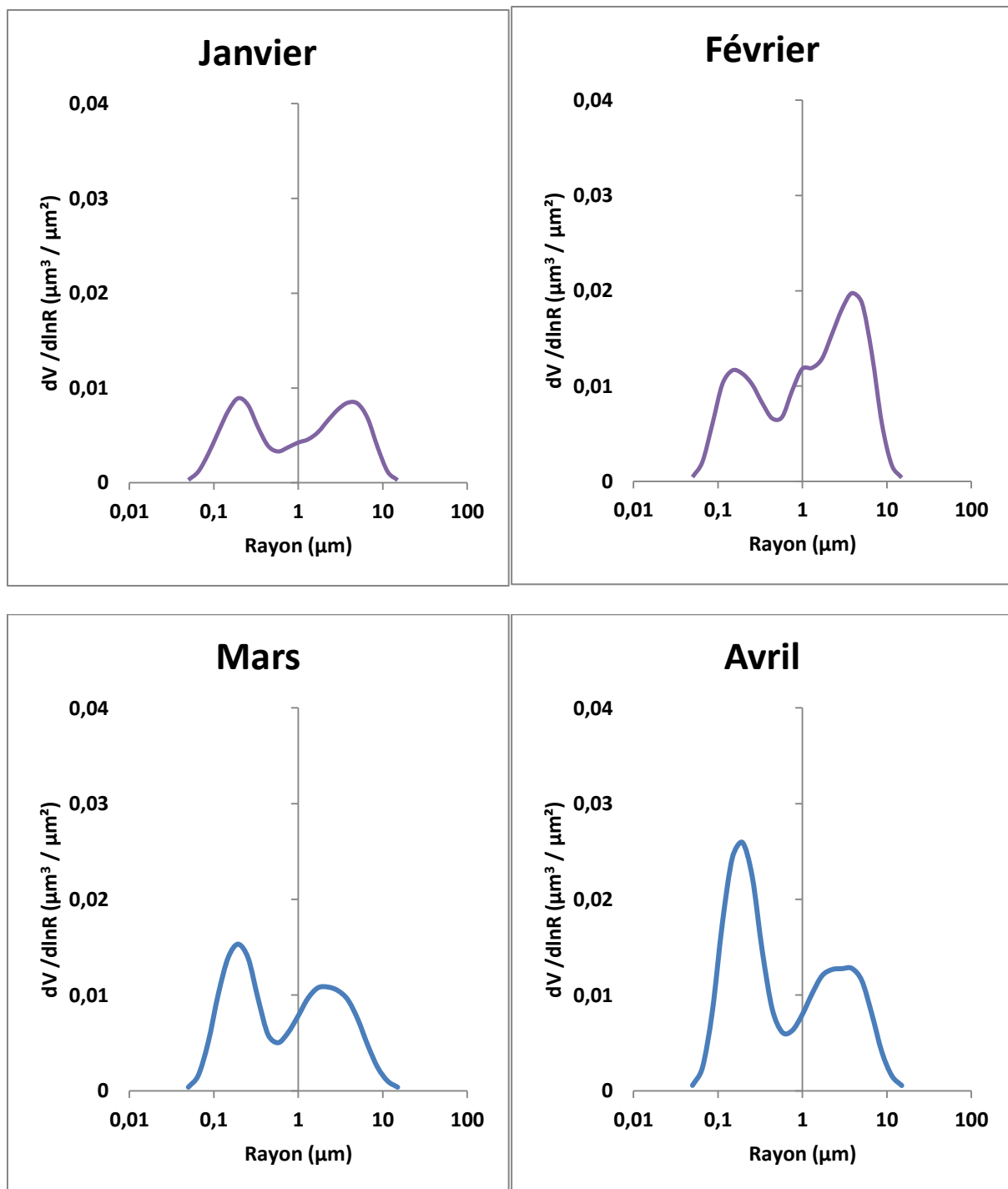
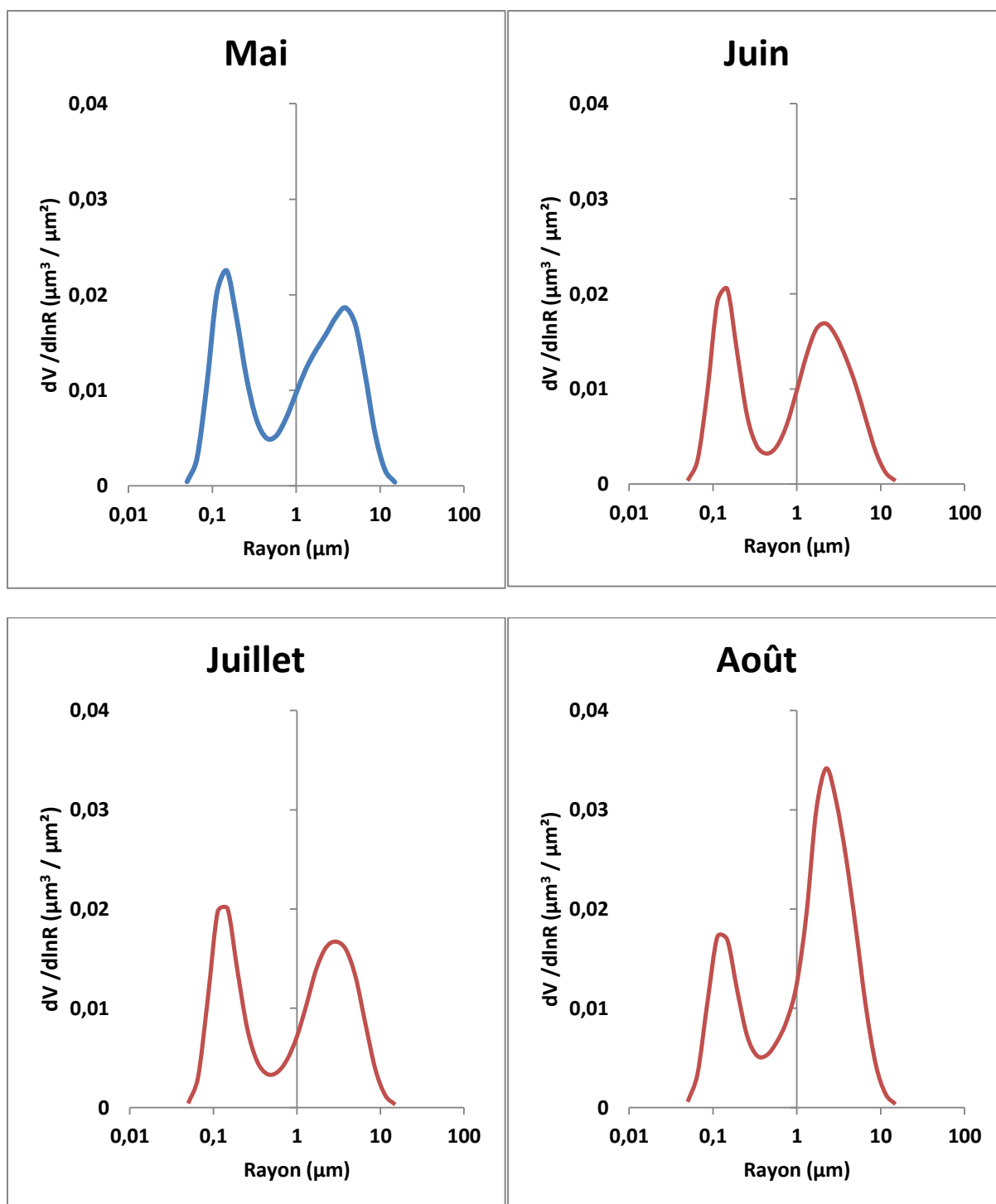


Figure 4.18. Rétrotrajectoires des masses d'air arrivant sur Arcachon les 19 et 20 août 2012

Un descriptif plus détaillé des différents paramètres associés à la distribution de taille est proposé dans le Tableau IV.3. Les paramètres décrits dans ce tableau sont dérivés du calcul de la distribution de taille. Les distributions moyennes mensuelles présentées dans les figures 4.19 illustrent la variabilité des aérosols en termes de tailles, on retrouve notamment la dominance du mode grossier pour les mois d'hiver (Décembre, Janvier, Février) et la dominance du mode fin pour quasiment tous les autres mois à l'exception de Novembre et Août.





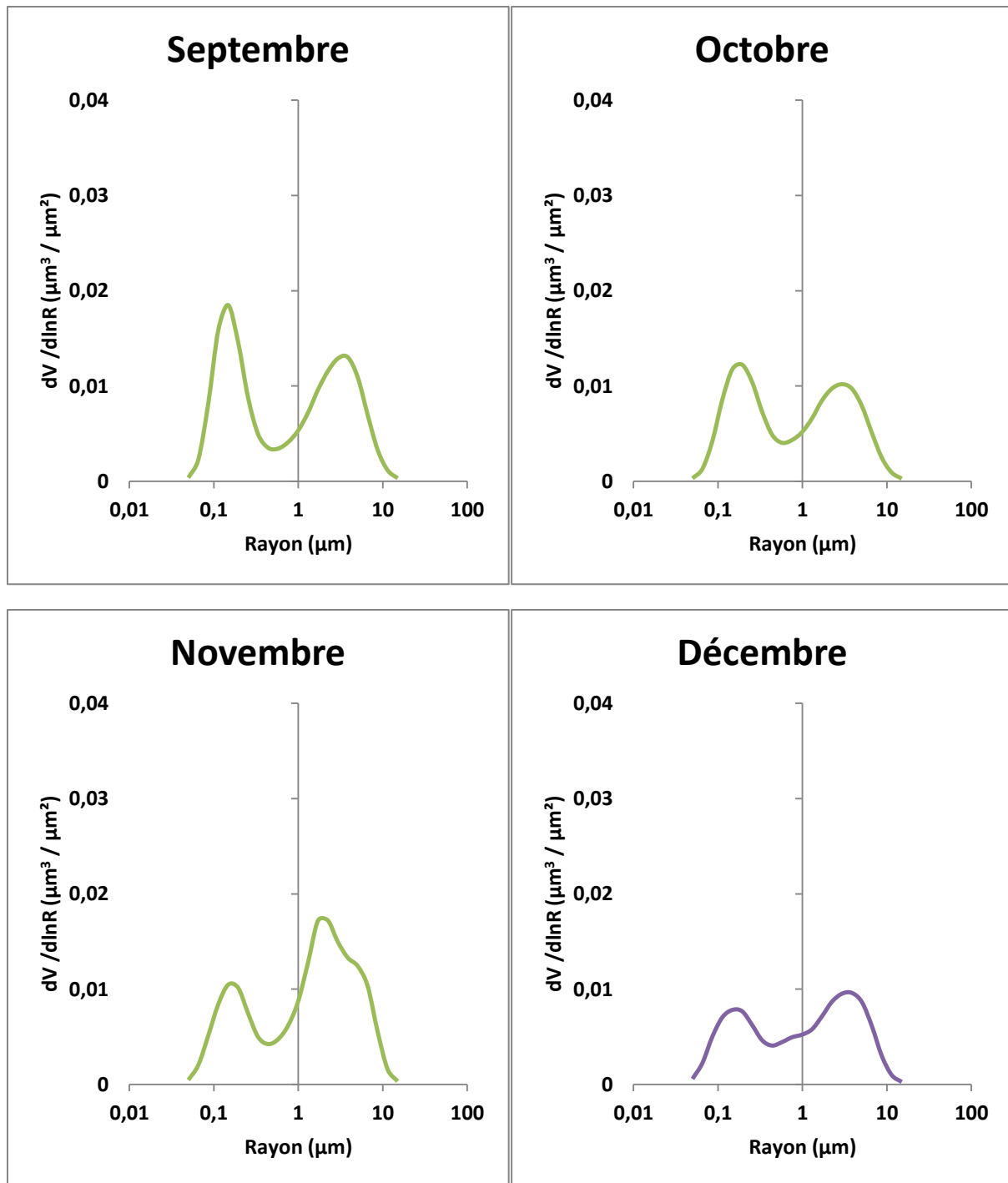


Figure 4.19. Distribution moyenne mensuelles en volume de la taille des aérosols (2009 – 2012).

Les différents paramètres présentés dans le tableau IV.3 pour le mode fin (f) et grossier (c) sont :

- C_v la concentration en volume, exprimée en $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ exprimée par :

$$C_v = \int_{r_{min}}^{r_{max}} \frac{dV(r)}{d\ln(r)} d\ln(r)$$

- R_v le rayon moyen (logarithme moyen) :

$$\ln r_v = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} \ln r \frac{dV(r)}{d\ln(r)} d\ln r}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} \frac{dV(r)}{d\ln(r)} d\ln r}$$

- σ_v l'écart-type du rayon moyen :

-

$$\sigma_v = \sqrt{\frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} (\ln r - \ln r_v)^2 \frac{dV(r)}{d\ln(r)} d\ln r}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} \frac{dV(r)}{d\ln(r)} d\ln r}}$$

- R_{eff} , le rayon effectif.

Tableau IV.3. Paramètres moyens mensuels et saisonniers de la distribution en taille des aérosols (en volume)

	Cv_f	R_{eff}^f	R_v^f	σ_f	Cv_c	R_{eff}^c	R_v^c	σ_c
2009-JAN	0.016	0.177	0.200	0.489	0.022	2.237	2.940	0.744
2009-FEB	0.027	0.183	0.206	0.501	0.019	2.449	3.067	0.689
2009-MAR	0.013	0.160	0.179	0.474	0.021	1.559	1.949	0.684
2009-APR	0.047	0.177	0.201	0.503	0.027	2.011	2.468	0.659
2009-MAY	0.024	0.141	0.155	0.436	0.040	1.753	2.277	0.713
2009-JUN	0.023	0.139	0.151	0.408	0.022	1.969	2.626	0.754
2009-JUL	0.025	0.147	0.165	0.482	0.033	2.214	2.834	0.696
2009-AUG	0.027	0.158	0.179	0.502	0.041	2.339	2.938	0.662
2009-SEP	0.031	0.173	0.200	0.551	0.024	2.780	3.365	0.617
2009-OCT	0.012	0.180	0.210	0.558	0.020	2.209	2.765	0.680
2009-NOV	0.013	0.151	0.176	0.572	0.076	2.034	2.655	0.705
2009-DEC	0.011	0.203	0.232	0.522	0.016	2.408	2.998	0.670
2010-JAN	0.013	0.198	0.225	0.503	0.015	2.160	2.778	0.718
2010-FEB	0.017	0.213	0.241	0.482	0.027	2.033	2.660	0.750
2010-MAR	0.027	0.192	0.212	0.446	0.019	2.511	3.152	0.684
2010-APR	0.041	0.168	0.186	0.461	0.016	2.025	2.620	0.746
2010-MAY	0.024	0.141	0.154	0.433	0.030	2.062	2.776	0.734
2010-JUN	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2010-JUL	0.014	0.139	0.155	0.479	0.042	2.038	2.614	0.689
2010-AUG	0.012	0.146	0.164	0.482	0.026	2.156	2.763	0.690
2010-SEP	0.012	0.136	0.150	0.458	0.022	1.880	2.466	0.724
2010-OCT	0.017	0.167	0.187	0.469	0.016	1.969	2.527	0.719
2010-NOV	0.015	0.156	0.173	0.465	0.013	2.234	2.817	0.684
2010-DEC	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A

2011-JAN	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2011-FEB	0.015	0.121	0.137	0.519	0.098	1.671	2.186	0.742
2011-MAR	0.024	0.165	0.187	0.492	0.027	1.814	2.293	0.702
2011-APR	0.040	0.158	0.174	0.436	0.034	1.906	2.474	0.724
2011-MAY	0.018	0.135	0.148	0.436	0.032	1.758	2.311	0.736
2011-JUN	0.025	0.142	0.155	0.430	0.034	1.787	2.287	0.701
2011-JUL	0.029	0.148	0.163	0.439	0.023	2.233	2.772	0.652
2011-AUG	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2011-SEP	0.020	0.151	0.167	0.460	0.028	2.021	2.548	0.678
2011-OCT	0.022	0.164	0.181	0.439	0.023	2.064	2.572	0.666
2011-NOV	0.015	0.167	0.187	0.473	0.012	1.712	2.124	0.688
2011-DEC	0.014	0.131	0.152	0.577	0.024	1.615	2.132	0.775
2012-JAN	0.009	0.147	0.167	0.513	0.015	2.069	2.790	0.764
2012-FEB	0.018	0.166	0.184	0.471	0.011	1.977	2.490	0.705
2012-MAR	0.021	0.158	0.178	0.484	0.024	1.783	2.248	0.699
2012-APR	0.013	0.168	0.187	0.458	0.033	1.951	2.592	0.733
2012-MAY	0.041	0.159	0.178	0.477	0.046	2.355	3.018	0.682
2012-JUN	0.017	0.138	0.152	0.437	0.041	1.895	2.397	0.660
2012-JUL	0.024	0.125	0.135	0.393	0.027	2.055	2.577	0.663
2012-AUG	0.024	0.125	0.140	0.481	0.097	1.865	2.286	0.615
2012-SEP	0.022	0.137	0.148	0.416	0.020	2.185	2.737	0.668
2012-OCT	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2012-NOV	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
2012-DEC	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
Moy	0.021	0.157	0.176	0.476	0.030	2.043	2.607	0.699
σ	0.009	0.022	0.026	0.042	0.019	0.255	0.306	0.037
Coef. Var	0.422	0.137	0.146	0.088	0.644	0.125	0.117	0.053
Printemps								
Moy	0.028	0.160	0.178	0.461	0.029	1.957	2.515	0.708
σ	0.012	0.016	0.019	0.025	0.009	0.266	0.342	0.027
Coef. Var	0.421	0.099	0.106	0.053	0.296	0.136	0.136	0.038
Été								
Moy	0.022	0.141	0.156	0.453	0.039	2.055	2.609	0.678
σ	0.006	0.010	0.013	0.037	0.022	0.179	0.227	0.037
Coef. Var	0.260	0.072	0.082	0.081	0.569	0.087	0.087	0.055
Automne								
Moy	0.018	0.158	0.178	0.486	0.025	2.109	2.658	0.683
σ	0.006	0.015	0.020	0.054	0.019	0.284	0.317	0.031
Coef. Var	0.327	0.094	0.111	0.111	0.730	0.135	0.119	0.045
Hiver								
Moy	0.015	0.171	0.194	0.509	0.027	2.069	2.671	0.729
σ	0.005	0.033	0.036	0.031	0.027	0.289	0.339	0.035
Coef. Var	0.334	0.190	0.188	0.061	0.988	0.140	0.127	0.048

Les données contenues dans le Tableau IV.3 montrent que les variations de la distribution de taille sont largement dues aux variations de concentration de chacun des deux modes. En effet, le mode fin a un coefficient de variation de 42% et le mode grossier de 64%. Le rayon modal fin moyen a une valeur de 0.176 ± 0.03 et le rayon modal moyen grossier de 2.60 ± 0.31 avec respectivement un coefficient de variation de l'ordre de 15 et 13%.

Il est toujours intéressant de comparer les résultats obtenus sur un site avec d'autres afin de déterminer si le contexte est particulier ou alors tout simplement commun. Pour répondre à cela, les résultats pour Arcachon sont comparés à deux autres sites côtier Nord-Atlantique AERONET : un site français, Dunkerque, et un site situé sur la côte est des Etats-Unis, Chesapeake Bay (Table IV.4).

Tableau IV.4. Comparaison des paramètres de distribution de taille moyens entre 2009 et 2012

	Cv_f	R_{eff}^f	R_v^f	σ_f	Cv_c	R_{eff}^c	R_c^f	σ_c
Dunkerque								
Moyenne	0.024	0.170	0.191	0.479	0.032	2.087	2.671	0.705
σ	0.014	0.025	0.031	0.044	0.015	0.348	0.409	0.043
Coef. Var	0.552	0.148	0.162	0.091	0.449	0.167	0.153	0.061
SERC								
Moyenne	0.031	0.152	0.166	0.428	0.017	2.228	2.788	0.678
σ	0.021	0.010	0.012	0.048	0.010	0.407	0.473	0.046
Coef. Var	0.697	0.064	0.072	0.112	0.603	0.183	0.170	0.068
Arcachon								
Moyenne	0.021	0.157	0.176	0.476	0.030	2.043	2.607	0.699
σ	0.009	0.022	0.026	0.042	0.019	0.255	0.306	0.037
Coef. Var	0.422	0.137	0.146	0.088	0.644	0.125	0.117	0.053

En premier lieu, nous devons noter que la position des sites n'est pas la même par rapport à l'Océan Atlantique, Chesapeake Bay a une position plutôt sud et ouest (à la hauteur du Portugal), Arcachon une position moyenne est et Dunkerque, une position plutôt nord et est. Ces positions peuvent expliquer certaines différences observées notamment les concentrations en volume en grosse particules représentant pour Arcachon et Dunkerque près du double de celles observées à Chesapeake Bay. Cela est probablement provoqué par la direction du vent soufflant en majorité de l'ouest amenant ainsi sur Arcachon et Dunkerque de grosses particules marines. Ceci peut également expliquer la plus forte concentration en volume des particules fines sur Chesapeake Bay dont la partie ouest est occupée par du continent et donc de plus forts apports en particules continentales fines.

L'albédo de simple diffusion (single scattering albedo, en anglais), paramètre clé pour évaluer leur forçage radiatif (Hansen et al., 1997) est essentiel pour caractériser les propriétés d'absorption des aérosols. Il dépend à la fois de la composition chimique, de la distribution de

taille ainsi que la concentration en particules. La Figure 4.20 présente les moyennes mensuelles des données SSA disponibles. Deux comportements majeurs peuvent être observés : pour les mois de Juin 2011 et Août 2012, le SSA croît avec la longueur d'onde, ce comportement est caractéristique d'une dominance de particules type poussières (dust particles). L'augmentation du SSA avec la longueur d'onde peut être provoqué par : une dominance de particules du mode grossier (Ackerman et Toon, 1981), comme pour le mois d'Aout 2012. Enfin, dans la majorité des cas, le SSA diminue avec la longueur d'onde, ceci est typique de particules dites « polluted-maritime » (Dubovik et al., 2002).

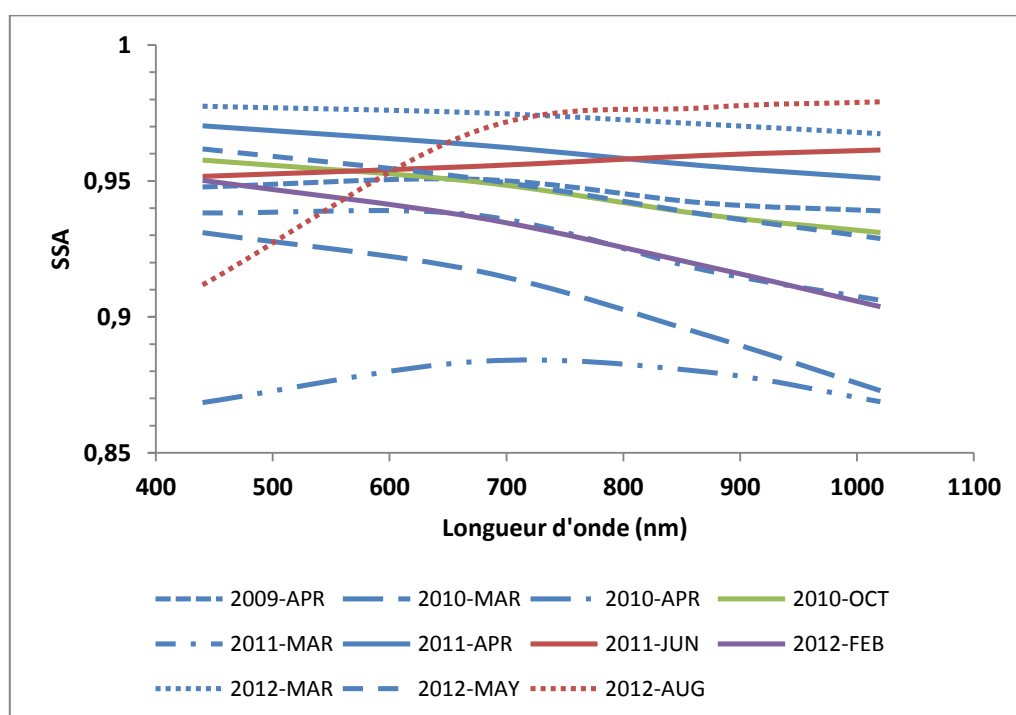


Figure 4.20. Valeurs moyennes mensuelles de l'albédo de simple diffusion (SSA) en fonction de la longueur d'onde

La Figure 4.21 montre les variations saisonnières du SSA. Ce résultat doit être nuancé compte tenu du faible nombre de valeurs selon la saison due aux incertitudes des valeurs AERONET lorsque l'épaisseur optique est trop faible (Dubovik et al., 2002). Le nombre trop faible de données ($n = 20$, pour les 3 ans) ne permet pas une évaluation cohérente pour ce paramètre.

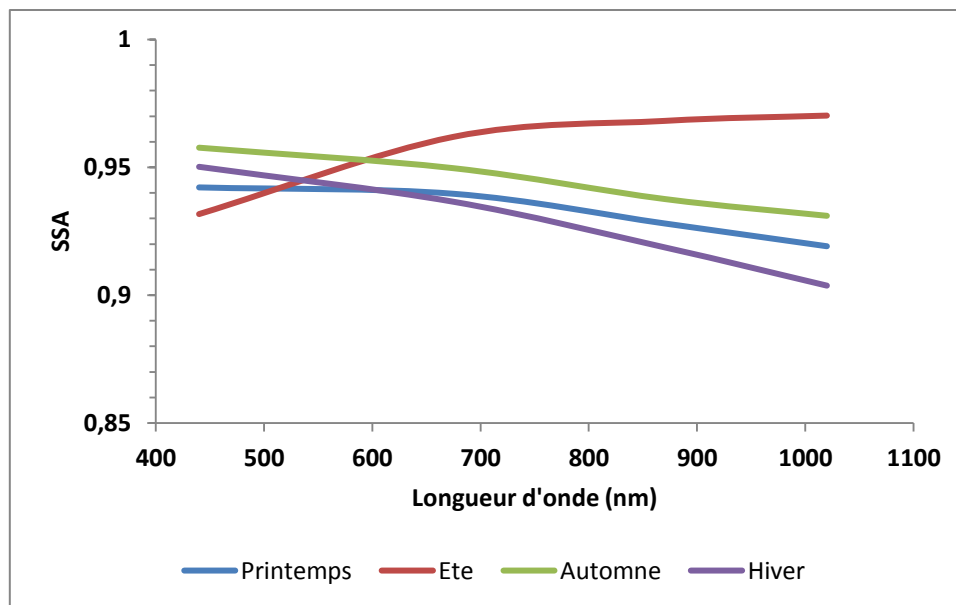


Figure 4.21. Valeurs moyennes saisonnière de l'albédo de simple diffusion (SSA) en fonction de la longueur d'onde (Hiver : $n = 2$; Printemps : $n = 14$; Ete = 3 ; Automne : $n = 1$)

L'indice de réfraction complexe reflète la capacité des aérosols à diffuser (partie réelle) et absorber (partie imaginaire) le rayonnement incident. Il varie selon la composition chimique des aérosols. La Figure 4.22 présente la dépendance spectrale moyenne mensuelle de la partie réelle de l'indice de réfraction. Les résultats pour chacune des saisons sont présentés dans la figure 4.23. Le nombre d'observations est identique à celui pour le SSA.

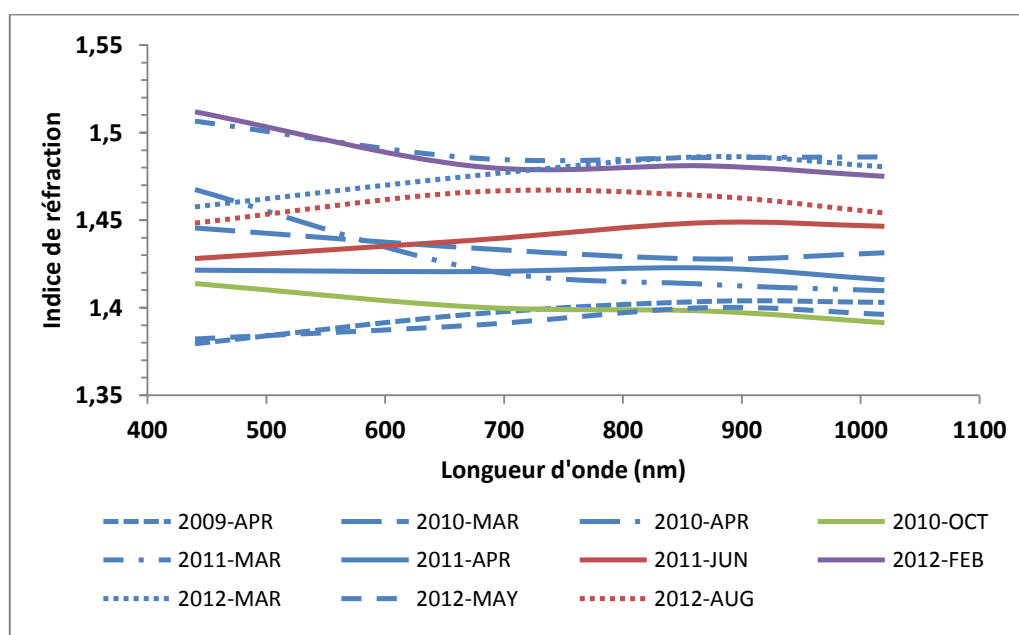


Figure 4.22. Moyennes mensuelles de la dépendance spectrale de la partie réelle de l'indice de réfraction

Les valeurs moyennes mensuelles de la partie réelle de l'indice de réfraction varient entre 1.38 et 1.51 sur toute la période et montrent une faible dépendance spectrale. En ce qui concerne, la dépendance saisonnière, le même constat peut être fait qu'avec l'albédo de simple diffusion, le nombre de valeurs est trop faible pour pouvoir établir une analyse suffisamment précise.

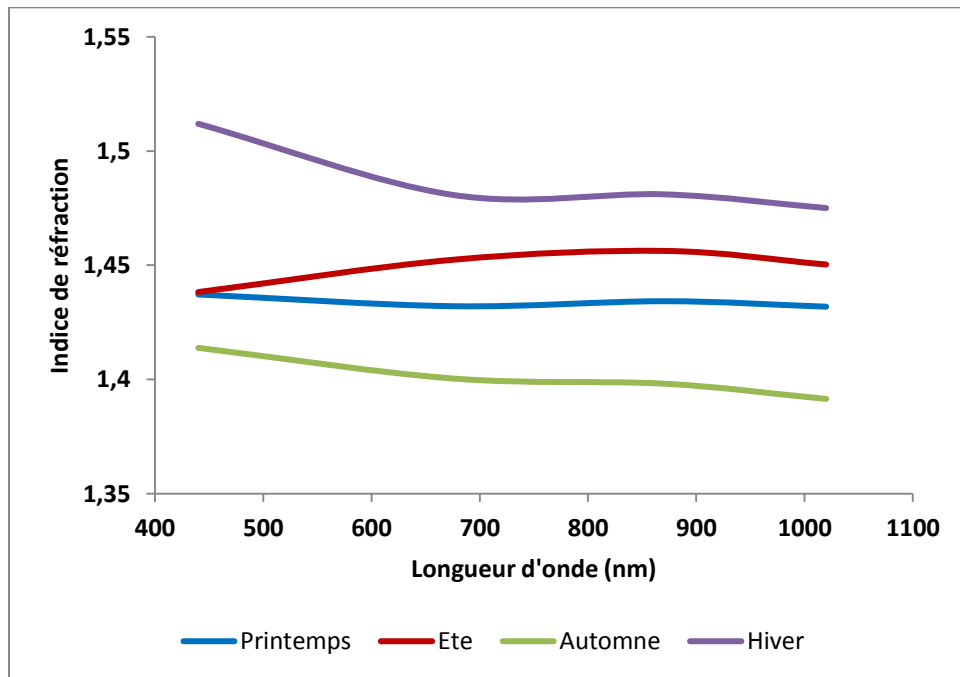


Figure 4.23. Moyennes saisonnières de la dépendance spectrale de la partie réelle de l'indice de réfraction

En ce qui concerne la dépendance spectrale de la partie imaginaire (Figure 4.25 et 4.26), les variations sont beaucoup plus importantes (de 0.001 à 0.026) et peut présenter dans certains cas une forte dépendance spectrale. De fortes valeurs de la partie imaginaire sont indicatrices de la présence de particules fines très absorbantes. Ceci est notamment le cas pour les valeurs d'avril 2010, lors de l'éruption du volcan islandais Eyjafjallajökull, tel que mis en évidence par le modèle HYSPLIT (Figure 4.24)

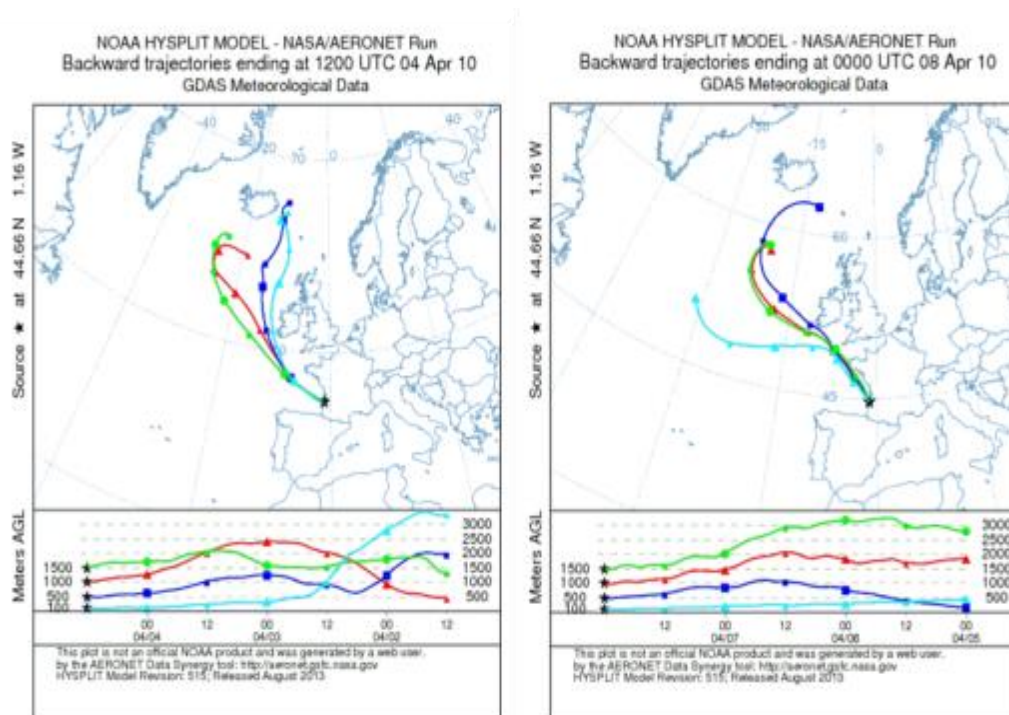


Figure 4.24. Rétrotrajectoires des masses d'air arrivant sur Arcachon les 04 et 08 avril 2010

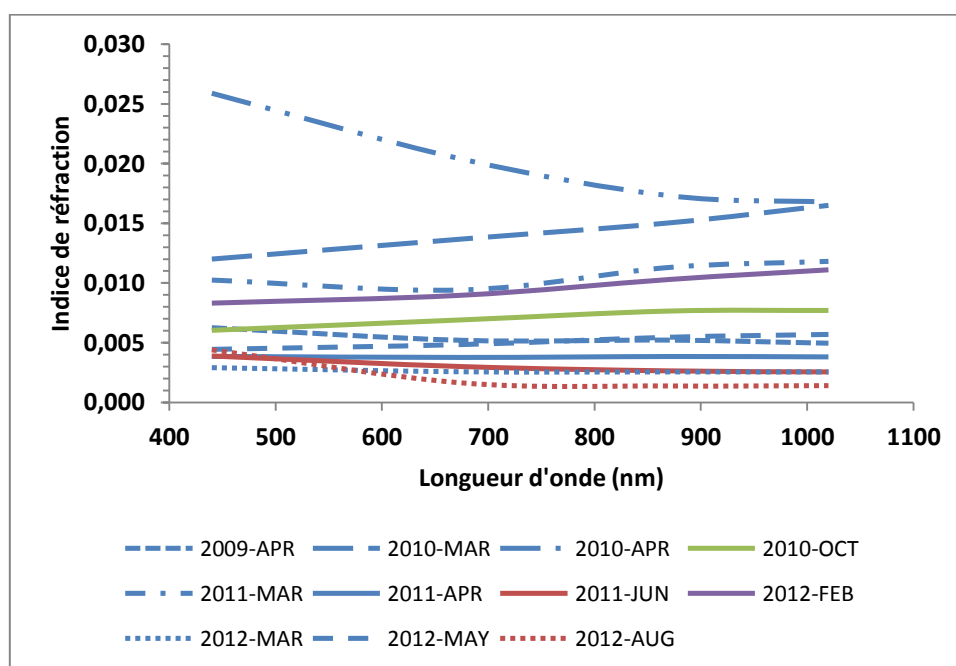


Figure 4.25. Moyennes saisonnières de la dépendance spectrale de la partie imaginaire de l'indice de réfraction

Le paramètre d'asymétrie (ASY) qui renseigne sur la fonction de phase de la diffusion des aérosols varie entre 0.1, pour une atmosphère très claire, et 0.75 pour une atmosphère polluée. Il indique la proportion de diffusion vers l'avant : sa valeur varie entre -1, toute la lumière est rétrodiffusée, à 1, pour une diffusion totale vers l'avant.

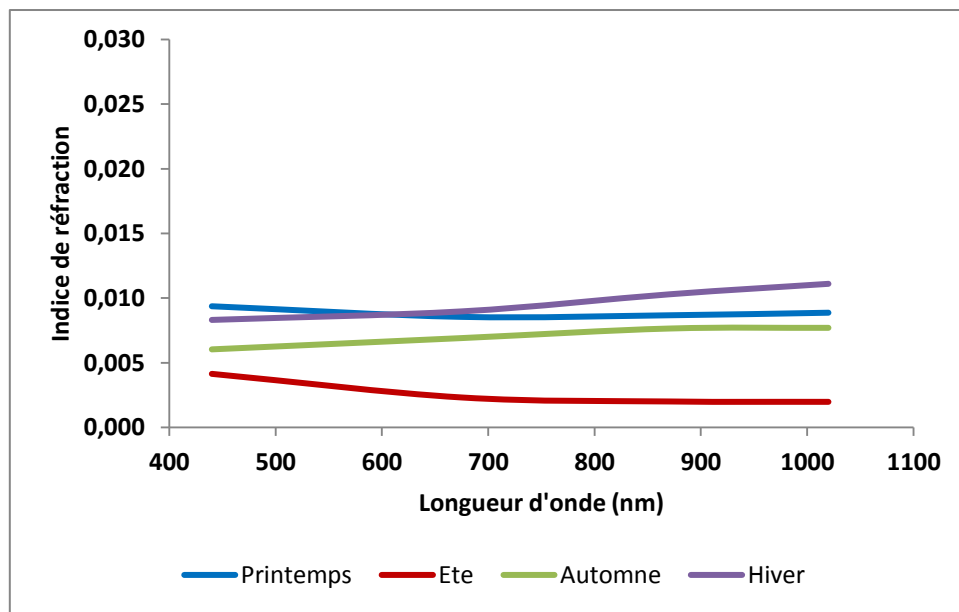
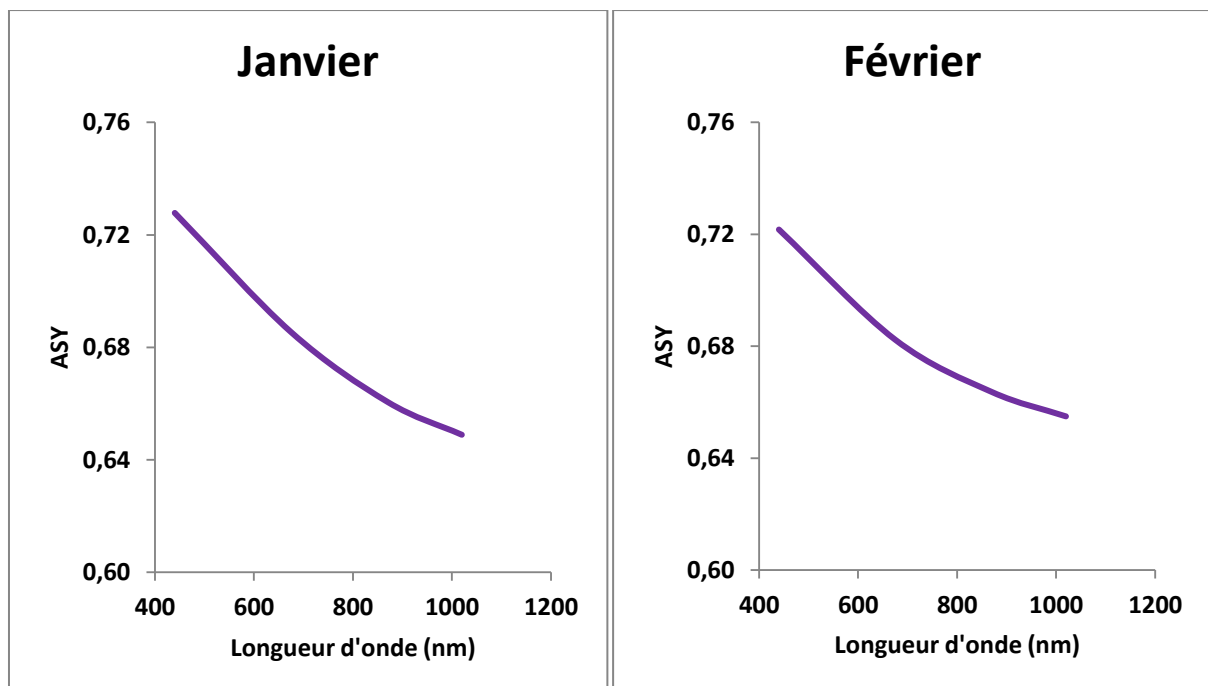
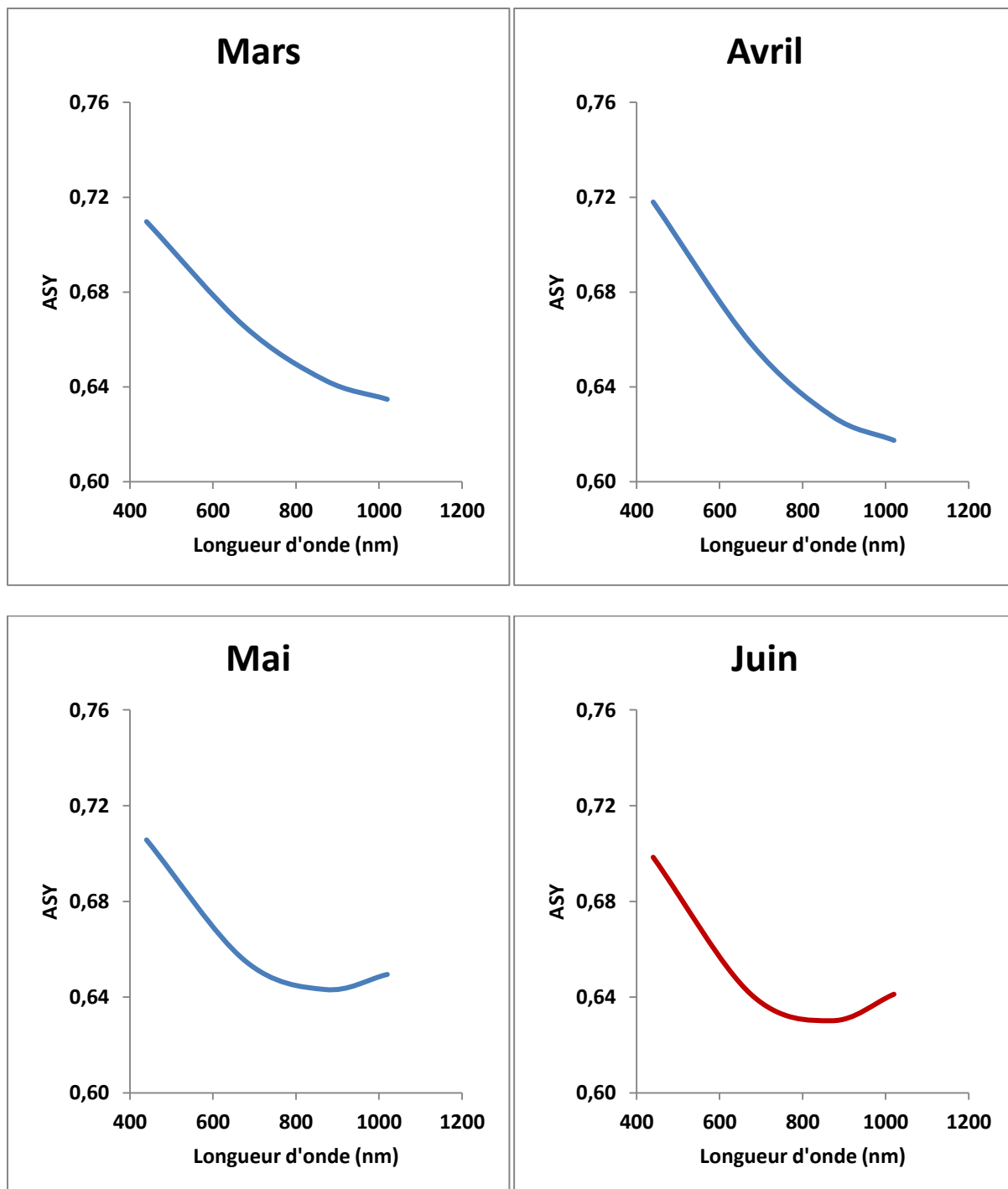
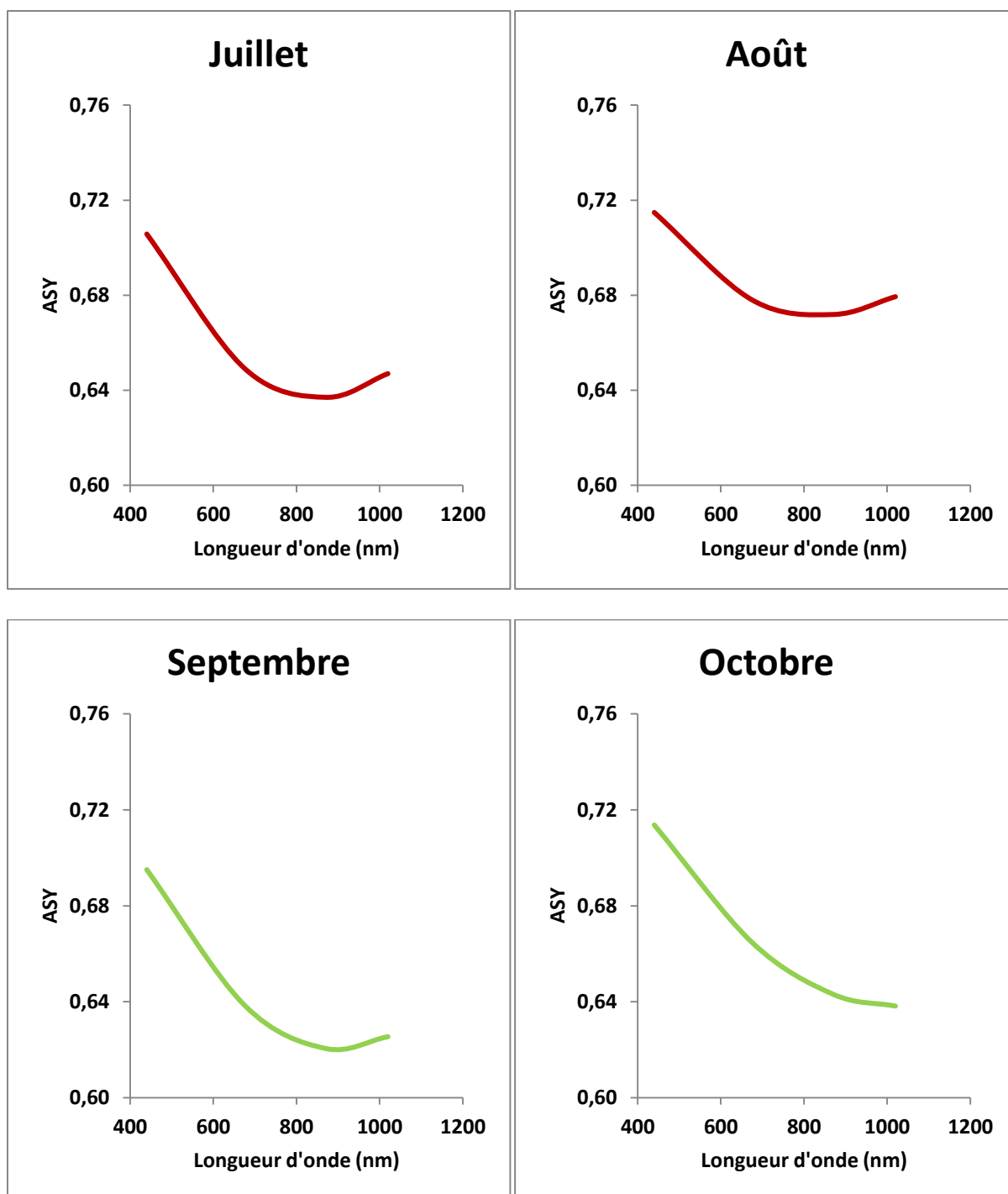


Figure 4.26. Moyennes saisonnières de la dépendance spectrale de la partie imaginaire de l'indice de réfraction

Les figures 4.27 présentent les valeurs moyennes mensuelles de la dépendance spectrale du facteur d'asymétrie. Sur l'ensemble de la période, les valeurs varient entre 0.57 et 0.76. Il dépend principalement du diamètre des particules (Andrews et al., 2006). Plus les particules sont grosses, plus sa valeur est proche de 1.







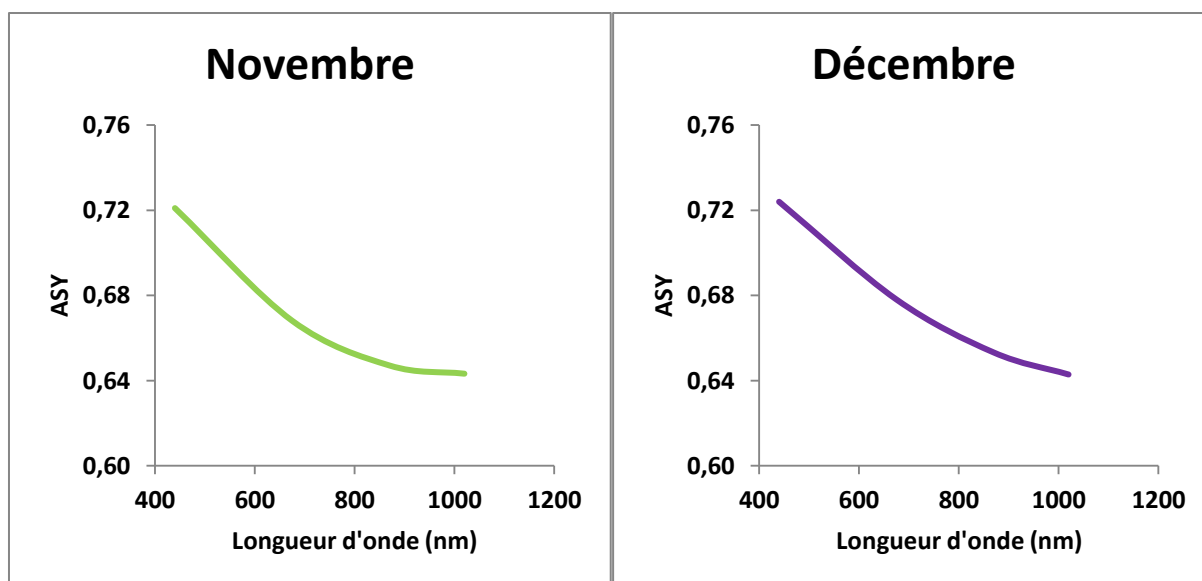


Figure 4.27. Moyennes mensuelles de la dépendance spectrale du facteur d'asymétrie

Il découle de cette analyse que le facteur d'asymétrie décroît avec la longueur d'onde quel que soit le mois observé. Cependant, pour certains mois (Mai, Juin, Juillet, Aout), cette décroissance est atténuée entre 700 et 1000 nm. Ce phénomène est provoqué par l'apport de particules grossières type « poussières désertiques », dont les constituants ont des valeurs de facteur d'asymétrie quasi-constantes entre 700 et 1000 nm. La figure 4.28 illustre la dépendance spectrale du facteur d'asymétrie pour chaque saison. Une variation saisonnière est observable avec de plus fortes valeurs en hiver par rapport aux saisons printemps et automne, tandis que l'été est caractérisé par la présence de particules désertiques. Les valeurs élevées d'hiver sont le résultat d'une concentration en grosses particules largement supérieures aux fines. Les grosses particules, d'après la théorie de Mie, ont une diffusion vers l'avant plus importante que les petites particules, et donc auront un facteur d'asymétrie beaucoup plus fort.

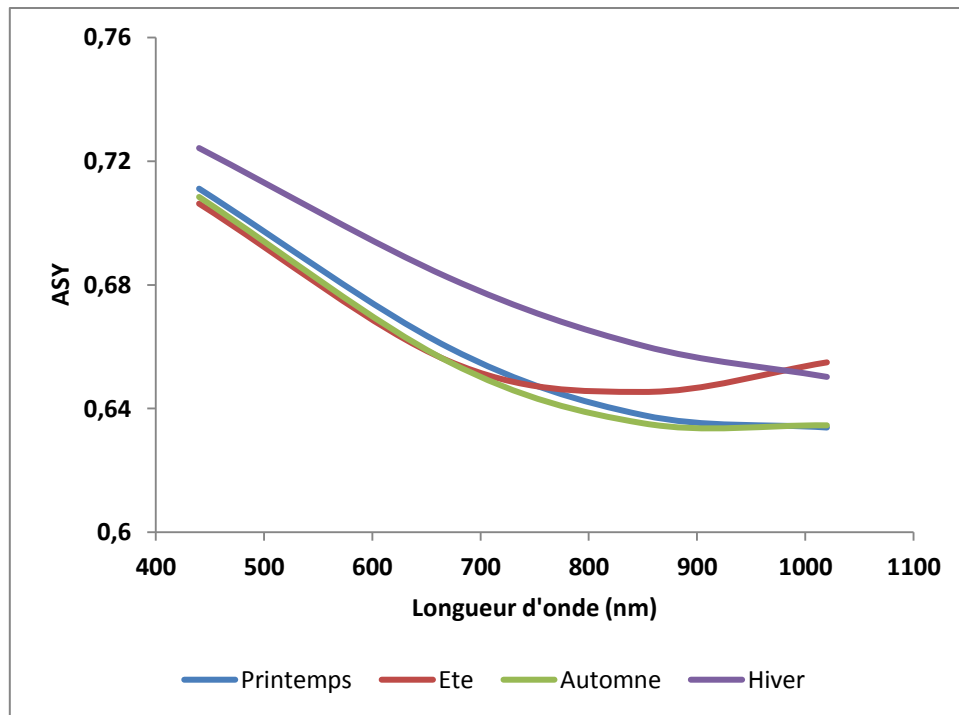


Figure 4.28. Moyennes saisonnières de la dépendance spectrale du facteur d'asymétrie.

4.2.2.2. Relations entre paramètres

Après avoir mis en évidence la variabilité d'un certain nombre de paramètres clés individuellement, il est également intéressant de regarder ce que nous apporte l'étude des relations entre certains paramètres.

La relation entre l'AOD à 500 nm et $\alpha_{440-870 \text{ nm}}$ peut permettre de déterminer une variété de type d'aérosols pour une région donnée à condition de déterminer des valeurs seuils. Ceci est notamment possible car l'épaisseur optique et le coefficient d'Angstrom sont deux paramètres qui dépendent fortement de la longueur d'onde (Reid et al., 1999; Kaskaoutis et Kambezidis, 2006). La Figure 4.29 montre le nuage de points en densité entre l'AOD à 500 nm et $\alpha_{440-870 \text{ nm}}$. La figure montre notamment une forte concentration de points pour une AOD < 0.15 et un α entre 0.7 et 1.5, traduisant que malgré une atmosphère plutôt claire, une variété de type d'aérosols peut être trouvée. Une diminution d' α avec une augmentation de l'AOD est également observable, ceci traduit le passage des fines particules vers le mode d'accumulation à travers les phénomènes de coagulation, condensation et de la transformation des particules en gaz (Kaskaoutis et Kambezidis, 2006).

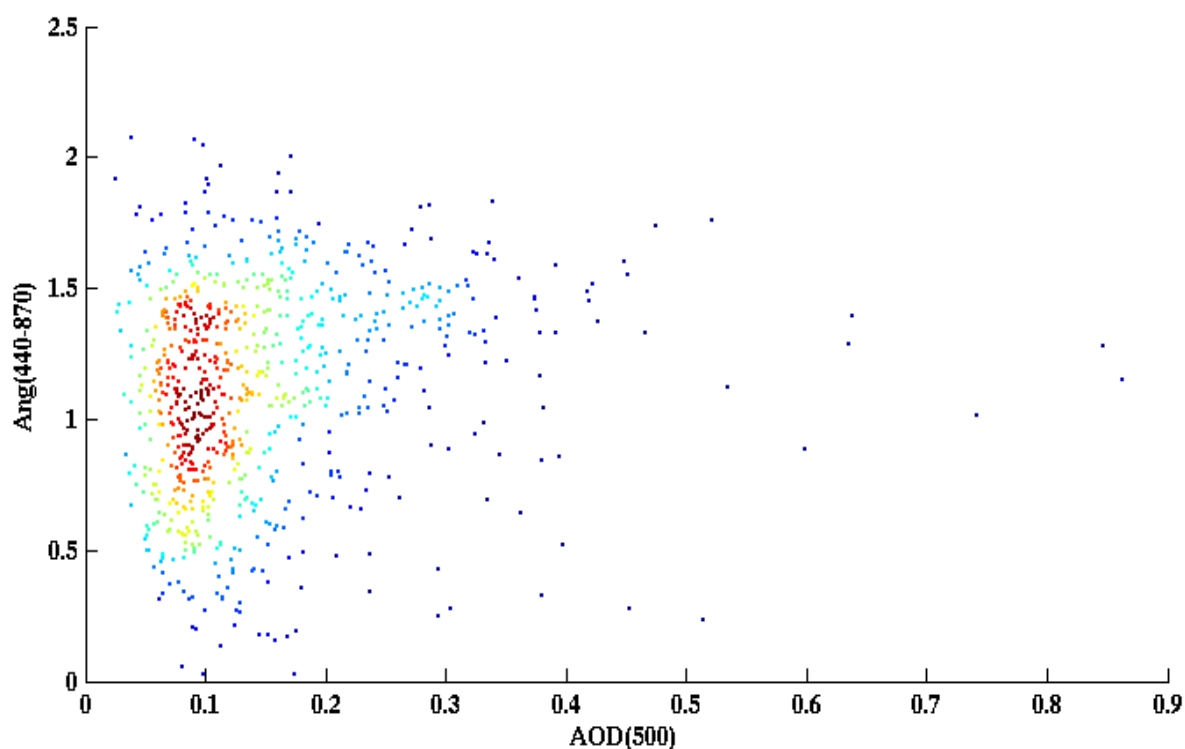


Figure 4.29. Relation entre les valeurs de moyennes journalières de l'épaisseur optique à 500 nm et le coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm

Il existe de nombreuses classifications dans la littérature basées sur la relation AOD- α rendant l'interprétation délicate. Pour mieux illustrer cela, les seuils définis par 3 études ont été considérés et les proportions en % pour chaque type aérosol ont été calculées pour chacune des saisons. Les résultats sont présentés dans les Tableaux IV.5

Tableau IV.5 Fréquence de distribution en % du type d'aérosol à partir des seuils de Pace et al, 2006 (a), Salinas et al, 2009 (b) et Smirnov et al, 2002 (c) (Mar : Maritime, Dust : poussière, Bio/Urb : combustion/urbains , Mix : mélange/indéterminé)

(a)	Mar	Dust	Bio/urb	Mix
Printemps	2	4	14	80
Été	1	2	11	86
Automne	9	1	10	80
Hiver	12	1	11	76
Année	6	2	11	80

(b)	Mar	Dust	Bio/urb	Mix
Printemps	47	0	21	32
Été	58	1	12	29
Automne	63	0	13	24
Hiver	58	0	9	32
Année	57	0	14	29

(c)	Mar	Dust	Bio/urb	Mix
Printemps	26	3	2	69
Été	20	3	0	76
Automne	31	1	0	68
Hiver	44	0	0	56
Année	30	2	1	68

Ces 3 classifications illustrent bien l'importance du choix des seuils pour l'interprétation. Néanmoins, certains points communs peuvent être mis en avant : quelle que soit la classification utilisée, les 4 types d'aérosols sont présents sur Arcachon, et leur proportion varie selon la saison, le type « poussière » est à chaque fois rare tandis que la classe « mélange » occupe une part importante (dans 2 cas sur 3, elle est la classe dominante). Les différences majeures résident dans l'estimation de la classe « Maritime » et « Biomass/Urban ». Les différents seuils utilisés sont listés dans le tableau IV.6. Dans le chapitre 5, nous présenterons des résultats issus d'une classification basée sur d'autres seuils.

Tableau IV.6. Seuils utilisés pour déterminer la proportion de chaque type d'aérosols. La classe « Mixed » correspond aux non classés.

	Salinas (2009)		Pace (2006)		Smirnov (2002)	
	AOD ₅₀₀	$\alpha_{440-870}$	AOD ₅₀₀	$\alpha_{440-870}$	AOD ₅₀₀	$\alpha_{440-870}$
Mar	< 0.15	0.15 - 1.7	< 0.06	< 1.3	< 0.15	< 1
Dust	> 0.4	< 1	> 0.15	< 0.5	> 0.2	< 0.4
Bio/Urb	0.2 - 0.4 et > 0.8	> 1	> 0.1	> 1.5	> 0.4	> 1.5

Lors de l'analyse des données, une relation linéaire a été trouvée entre $\alpha_{440-870}$ et la fraction du mode fin, FMF, (Figure 4.30), qui caractérise la proportion des particules fines dans la population des aérosols. Cette relation peut s'expliquer par le fait que le coefficient d'Angstrom est fort quand le rayon effectif des aérosols est petit et il diminue lorsque le rayon effectif augmente. Des relations similaires ont été mises en évidence par Eck et al., (2010) et Ahmad et al., (2010). Le coefficient de corrélation est de 0.70, ce qui traduit une relation assez solide. La relation est :

$$FMF = 0.4472 \alpha_{440-870} + 0.0975.$$

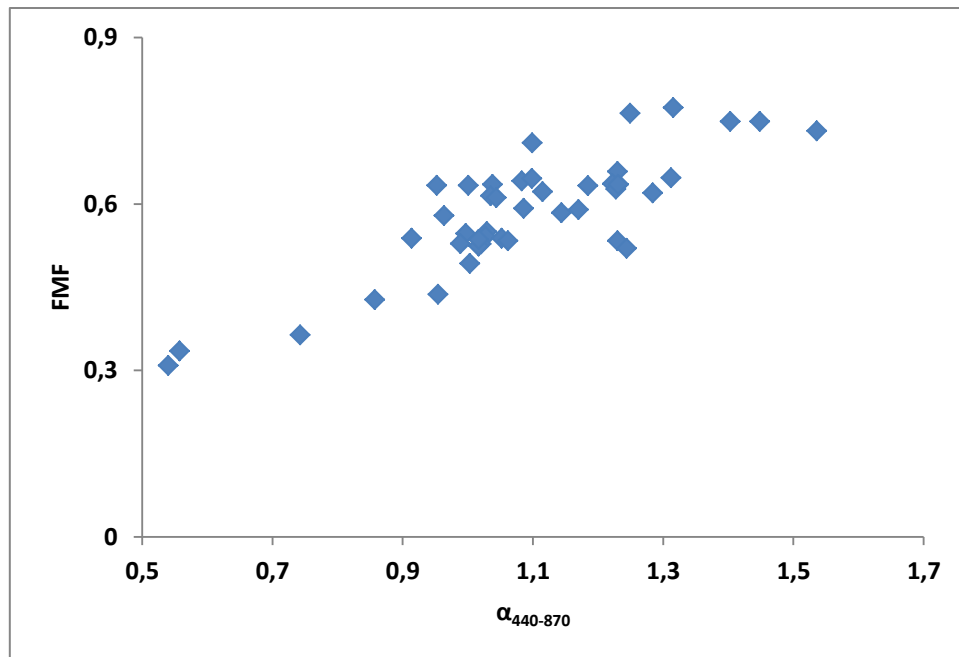


Figure 4.30. Relation entre les valeurs de moyennes mensuelles de la fraction fine des aérosols et le coefficient d'Angstrom entre 440 et 870 nm

L'étude s'est poursuivie en essayant de voir s'il n'existait pas de relation entre les différents paramètres caractérisant les propriétés radiatives : les albédos de simple diffusion, les facteurs d'asymétrie et le coefficient d'Angstrom. Le SSA et le facteur d'asymétrie sont pris à 440 et 870 nm. Les résultats des régressions linéaires sont présentés dans le tableau IV.7. Ces relations peuvent être intéressantes à déterminer car, par exemple, il n'existe pas de produits satellites mesurant g alors qu'il existe des produits mesurant α .

Tableau IV.7. Coefficients de régression linéaire (r^2) et équations des droites de régression pour les paramètres considérés

Paramètres	r^2	Equation
$\alpha_{440-870} - g(440 \text{ nm})$	0.17	$g = -0.07\alpha + 0.75$
$\alpha_{440-870} - g(870 \text{ nm})$	0.59	$g = -0.12\alpha + 0.78$
$\alpha_{440-870} - \omega_0(440 \text{ nm})$	0.01	$\omega_0 = 0.02\alpha + 0.92$
$\alpha_{440-870} - \omega_0(870 \text{ nm})$	0.06	$\omega_0 = -0.05\alpha + 0.99$

Il ressort de cette étude qu'il n'y pas de relation simple entre ces paramètres. Les coefficients de corrélation sont faibles, voire très faibles, notamment avec des coefficients de corrélation inférieurs à 0.1 entre l'albédo de simple diffusion et le coefficient d'Angstrom. Ces résultats montrent néanmoins que le coefficient d'Angstrom est plus corrélé avec le facteur d'asymétrie que l'albédo de simple diffusion. Ceci peut notamment s'expliquer par le fait que le coefficient d'Angstrom et le facteur d'asymétrie sont liés à la taille des particules.

En règle générale, plus la taille des particules augmente, plus le coefficient d'Angstrom est faible et plus le facteur d'asymétrie est proche de 1 (valeur élevée).

4.3. Conclusions

Le but de ce chapitre était de présenter de manière exhaustive les aérosols au-dessus du Bassin d'Arcachon. En particulier, une étude approfondie de leurs propriétés optiques a été menée à partir de données in-situ acquises dans le cadre du programme AERONET. Après une brève description du réseau AERONET et de l'instrument de mesure permettant la collecte des données, l'accent a été mis sur la description des propriétés optiques et microphysiques des aérosols à partir de données acquises entre 2009 et 2012. Cette étude a permis notamment de mettre en évidence le caractère très variable des propriétés optiques que cela soit à l'échelle du mois ou de la saison. La comparaison avec deux autres sites côtiers, Dunkerque et Chesapeake Bay, a permis notamment d'associer cette variabilité des aérosols au contexte géographique du site. Par ailleurs, l'étude a aussi montré une variabilité en termes de type d'aérosol en accord avec d'autres travaux (Smirnov et al, 2002). Enfin la variabilité des propriétés optiques associée aux faibles corrélations entre les différentes grandeurs souligne la complexité de définir un modèle aérosol aux propriétés uniques représentatif de notre zone. Ceci sera discuté dans le chapitre suivant où une méthode de correction atmosphérique sera développée à partir de l'étude des données AERONET.

Chapitre 5

Développement d'un modèle de corrections atmosphériques pour capteurs THRS

Dans le chapitre précédent, nous avons étudié en détail, la variabilité des propriétés optiques des aérosols au-dessus d'Arcachon à partir des données AERONET. Dans ce chapitre, nous montrons comment à partir de ces mesures, il est possible d'élaborer un modèle aérosol local pouvant servir de base aux corrections atmosphériques d'images THRS.

5.1. Introduction

A l'interface entre océan et continent, la zone littorale représente un système couplé socio-économique et écologique majeur, extrêmement vulnérable aux forçages anthropiques et environnementaux locaux ou globaux (Newton et al., 2014 ; Nicholls, 2011). Ces forçages peuvent être associés aux pressions démographiques en forte hausse, aux modifications biogéochimiques et physiques des écosystèmes, à la modification des cycles des tempêtes ou encore à l'élévation du niveau de la mer. De plus, ces bouleversements vont continuer ou même s'accélérer dans le futur (Mouw et al., 2015). Ceci souligne le besoin urgent de disposer de données de qualité pour la surveillance de ces écosystèmes et la mise en place de politiques d'ajustements aux aléas climatiques (Nicholls et al., 2008 ; Burkett et Davidson, 2012 ; Le Treut, 2013)..

La télédétection des environnements aquatiques est un outil adapté qui peut fournir à moindre coût ou même gratuitement, des données fondamentales requises pour le suivi et la sauvegarde de ces environnements côtiers (IOCCG Report 7, 2008 ; Klemas, 2013 ; Roy et al., 2014 ; Capo et al., 2014 ; Mouw et al., 2015). Dans ce cadre-là, la très haute résolution correspondant à une résolution spatiale inférieure à cinquante mètres fait partie des recommandations de la communauté couleur de l'eau, pour le développement des futurs capteurs satellites (IOCCG, rapport 13). Cependant, les capteurs existants tels que Pléiades ou SPOT 5 sont en général dimensionnés pour étudier les surfaces continentales. Leurs caractéristiques instrumentales, tels que le nombre de bandes et/ou le rapport signal sur bruit, sont ainsi inférieures aux capteurs standards couleur de l'eau (MODIS, SeaWiFS). Néanmoins la dernière génération de capteurs THRS (Landsat 8, Sentinel 2) a des caractéristiques améliorées et adaptées aux études des surfaces aquatiques, c'est-à-dire un nombre plus élevé de bandes et un rapport signal sur bruit se rapprochant des capteurs standards couleur de l'eau (Pahlevan et al., 2014).

L'utilisation de données satellites afin de dériver des produits marins tels que des cartes bathymétriques ou d'abondance du phytoplancton nécessite une estimation précise de la réflectance marine. Celle-ci ne représente qu'une infime proportion du signal total mesuré par le capteur. Ce signal total est majoritairement composé de la contribution des molécules (diffusion de Rayleigh) et des aérosols (diffusion de Mie). Afin d'extraire la réflectance marine, il faut passer par une étape clé appelée « corrections atmosphériques ». Alors que la contribution des molécules est plutôt bien estimée, la contribution des aérosols demeure la principale incertitude à cause de leurs variations à la fois spatiales et temporelles à la fois en termes de concentration et du type d'aérosols. Les méthodes standards de corrections atmosphériques estiment la contribution des aérosols à partir du signal mesuré dans le proche-infrarouge là où on estime que la contribution marine est nulle à cause de la forte absorption de l'eau dans cette région du spectre (Gordon et Wang, 1994). Le signal alors mesuré par le capteur ne peut provenir que de la contribution de l'atmosphère (molécules + aérosols) ou de la surface. Cependant, ces méthodes ne peuvent être appliquées aux capteurs qui ne possèdent qu'une bande dans le proche infrarouge (SPOT 5, Pléiades) ou dans les eaux côtières où l'hypothèse d'un signal nul dans le proche infrarouge n'est plus valide (Wang et Shi, 2005). Pour pallier à ce problème, d'autres méthodes ont été développées pour corriger les images couleur de l'eau, on peut citer par exemple, l'utilisation de bandes dans l'infrarouge courtes longueurs d'ondes (Wang, 2007 ; Wang et Shi, 2005), de bandes dans l'ultraviolet (He et al., 2013), la prise en compte de l'homogénéité spatiale du rapport de bandes dans le proche infrarouge (Ruddick et al., 2000), l'utilisation de la méthode de correspondance des formes spectrales (Shanmugan et Ahn, 2007). Néanmoins, ces méthodes ne peuvent être appliquées à la majorité des capteurs THRS à cause soit d'un manque de bandes et/ou d'un rapport signal sur bruit trop faible. Enfin, il existe également des produits satellites déjà corrigés des effets de l'atmosphère fournis par l'USGS (US Geological Survey) pour Landsat 8 et par le Pôle Thématique Surfaces Continentales (Theia), en ce qui concerne Landsat 8 et Sentinel 2, mais ces corrections ont été développées pour des études des surfaces continentales.

Afin de disposer d'images corrigées et ce malgré toutes ces limitations, une autre solution consiste cette fois à estimer la contribution des aérosols non plus à partir de l'image, mais à partir de simulations d'un code de transfert radiatif. Le code nécessite en entrées de disposer de données représentatives des propriétés optiques et microphysiques des aérosols tels que la distribution de taille et les indices complexes de réfraction. Afin de mesurer ces propriétés et de suivre leur évolution au cours du temps, des données terrain locales sont requises. Notamment sur le littoral atlantique, où il y'a une grande variabilité de ces propriétés causée par l'apport de nombreuses sources d'aérosols : continentales (urbain et industriels, poussières, feux de biomasse) et maritimes (Smirnov, 2002). Les aérosols maritimes sont principalement composés de sels marins et d'eau, et sont produits par les déferlements des vagues sur la côte ou lors de fort vents provoquant l'éclatement des bulles d'eau et sont en général non-absorbants. Les aérosols type « urbain et industriels » sont principalement constitués de sulfates et sont également non absorbants. Tandis que les aérosols type « poussière », constitués en majorité de poussières minérales ou « feux de biomasse » constitués de fumées sont absorbants.

Afin d'observer les propriétés optiques des aérosols, le réseau mondial AERONET a été mis en place (Holben et al., 1998). Il consiste en un réseau de photomètres solaires observant le ciel et qui en dérivent les propriétés des aérosols sur terre comme sur mer. Ces données sont utilisées pour valider les algorithmes de télédétection et pour assurer la qualité des produits aérosols dérivés. Une analyse des données AERONET sur sites marins a été faite par Smirnov et al., (2002) avec notamment une partie consacrée à la partie Nord Atlantique. L'avantage des données AERONET est la possibilité d'analyser et de comparer de longues séries temporelles de données entre plusieurs sites, des données telles que l'épaisseur optique (AOT), la distribution en taille, les indices complexes de réfraction et les albédos de simple diffusion. La distribution de taille est généralement représentée en distribution lognormale dans un espace numérique ou volumique. C'est par exemple le cas pour les modèles aérosols (troposphérique, urbain, rural, et maritime), définis par Shettle et Fenn (1979). Ces modèles sont notamment intéressants car ils prennent en compte les variations des propriétés optiques des aérosols en particulier les variations de la taille du rayon géométrique moyen et des indices de réfraction.

Dans ce chapitre, nous présentons le développement d'une méthode de corrections atmosphériques destinée aux images THRS. Sur la base des travaux menés par Ahmad et al., (2010) et après l'analyse des données AERONET sur notre site d'étude, nous avons développé un modèle aérosol qui servira de base d'entrée à un code de transfert radiatif permettant ainsi de retrouver la réflectance marine. Nous avons choisi l'exemple du capteur Landsat 8 bien que notre méthode puisse en théorie s'appliquer à n'importe quel capteur multispectral. Après une description du modèle, nous avons comparé nos réflectances retrouvées avec d'autres méthodes de corrections atmosphériques telles que ACOLITE, un programme de corrections atmosphériques dédié à Landsat 8 et développé pour des applications marines par l'Institut Royal Belge des Sciences Naturelles (Vanhellemont et Ruddick, 2014 et 2015), les méthodes standards 6SV avec différents modèles aérosols, et les produits Landsat 8 fournis par l'USGS et THEIA. Cette comparaison est faite en utilisant deux images avec des conditions atmosphériques différentes et une image où l'acquisition simultanée de données radiométriques de réflectance avec le passage du satellite a pu être faite. Dans les parties suivantes, nous décrivons notre modèle ainsi que notre site d'étude puis le protocole de comparaison est décrit. Enfin, les deux dernières parties sont consacrées à l'analyse AERONET ainsi qu'à la comparaison des résultats des différentes méthodes. Une discussion et une conclusion termine ce chapitre.

5.2. Le modèle ISAC

La réflectance totale mesurée par le satellite, appelée réflectance top-of-atmosphere ($\rho_{TOA}(\lambda)$) peut être exprimée par :

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) + t(\lambda) \cdot \rho_w(\lambda) \quad (1)$$

avec λ la longueur d'onde, $\rho_r(\lambda)$ la réflectance liée à la diffusion des molécules (diffusion de Rayleigh), $\rho_a(\lambda)$ la réflectance liée à la diffusion par les aérosols, $\rho_{ra}(\lambda)$ correspond à la diffusion multiple causée par l'interaction entre les molécules et les aérosols, $\rho_w(\lambda)$ la réflectance marine, et $t(\lambda)$ la transmittance montante et descendante de l'atmosphère. Par la suite et pour des raisons de simplicité, le terme λ ne sera pas répété.

La plupart des algorithmes utilisés pour corriger ρ_{TOA} de la contribution des aérosols sont basés sur une connaissance à posteriori du type d'aérosol qui va être dérivé du comportement spectral de ρ_{TOA} dans les régions NIR et SWIR du spectre. Dans notre cas, nous proposons une méthodologie inspirée des travaux d'Ahmad et al., (2010) pour des applications régionales. Le modèle ISAC, pour In-Situ Atmospheric Correction, présenté dans ce papier utilise une information à priori sur la nature des aérosols (leurs propriétés optiques et microphysiques) pour estimer la contribution des aérosols dans ρ_{TOA} , ainsi que des données mesurées localement telles que l'humidité relative, la vapeur d'eau, etc. La méthodologie suivie pour développer le modèle consiste à 1) définir le bon modèle aérosol, 2) générer toute une série de lookup tables (LUTs) à partir d'un code de transfert radiatif dont les paramètres d'entrée sont dérivés du modèle aérosol. Une vue schématique du modèle ISAC est fournie dans la figure 5.1.

Les propriétés optiques utilisées pour déduire le type d'aérosols sont la grandeur de l'épaisseur optique (AOD, τ) et sa dépendance spectrale en fonction de la longueur d'onde définie par le coefficient d'Ångström (α). Les propriétés microphysiques quant à elles sont déduites de la distribution volumique en taille des particules (PSD). La forme la plus courante pour la PSD est une distribution bimodale de forme logarithmique où le 1^{er} mode est associé aux particules fines tandis que le second est associé aux grosses particules (Dubovik et King, 2000). La PSD est principalement décrite par deux paramètres, le rayon géométrique moyen en volume (r_{vi}) et l'écart-type géométrique (σ_i) et est exprimée par :

$$\frac{dV(r)}{d\ln r} = \sum_{i=1}^2 \frac{V_i}{\sqrt{2\pi}\sigma_i} \exp \left[- \left(\frac{\ln r - \ln r_{vi}}{\sqrt{2}\sigma_i} \right)^2 \right] \quad (2)$$

avec r le rayon de la particule, l'indice i fait référence au numéro du mode, et V_i le volume de la particule. La connaissance de la source des aérosols ainsi que l'étude de la variation de la PSD, r_{vi} , σ_i , τ et α à partir de larges séries temporelles d'observations in-situ permet de caractériser la nature des aérosols.

Un modèle aérosol est défini par la valeur de trois paramètres, r_{vi} , σ_i , et la valeur de l'indice complexe de réfraction associé au mode i (n_i). Les valeurs de r_{vi} et n_i sont

étroitement liées à la valeur de l'humidité relative (Rh) [Hanel, 1976, Shettle et Fenn, 1979]. Ces paramètres peuvent être calculés en fonction de Rh grâce aux formules de Hanel :

$$r_{vi}(Rh) = r_{vio} \left[1 + \rho \frac{m_w(Rh)}{m_{io}} \right]^3 \quad (3)$$

$$n_i(Rh) = n_w + (n_{io} - n_w) \left[\frac{r_{vio}}{r_{vi}(Rh)} \right]^3 \quad (4)$$

avec r_{vio} et n_{io} les valeurs des rayons modaux et indices complexes de réfraction, respectivement, pour une valeur de Rh = 0, m_{io} est la masse de la particule à l'état sec, m_w et n_w sont la masse et l'indice de réfraction de l'eau, respectivement, et ρ est le ratio entre la masse volumique humide et sèche des aérosols. Les valeurs de r_{vio} et n_{io} peuvent être trouvées dans la littérature après avoir déterminé le type d'aérosols (Shettle et Fenn, 1979). Par conséquent, à partir de ces valeurs et en utilisant les équations 3 et 4, on peut déterminer alors le modèle aérosol pour n'importe quelle valeur d'humidité relative.

Les LUTs associées au modèle aérosol sont alors générées grâce au code des ordres successifs de diffusion (SOS) dans sa version 5 (Deuzé et al., 1989; Lenoble et al., 2007). Ces LUTs vont contenir la réflectance marine simulée en fonction d'un grand nombre de paramètres dont les valeurs ont été établies sur une large gamme afin de considérer le maximum de possibilités. Ces paramètres concernent les conditions d'illumination (θ_0 , l'angle zénithal solaire, θ_v , l'angle zénithal de visée, et $\Delta \phi$ la différence entre les angles azimutaux), les conditions atmosphériques (τ at 550 nm, ρ_{TOA} et la fraction AOD grossier qui représente la part de l'épaisseur optique relative aux grosses particules). Ces variables vont alors servir comme paramètres d'entrées dans le modèle ISAC afin de sélectionner la bonne information à l'intérieur des LUTs. De plus, les valeurs de ρ_{TOA} , θ_0 , θ_v , et $\Delta \phi$, peuvent être dérivés directement des images L8/OLI donc le modèle ISAC n'a besoin que de trois données externes, la valeur de Rh, $\tau(550)$, et la proportion en aérosols grossiers, qui peuvent être obtenues notamment grâce à des observations in-situ.

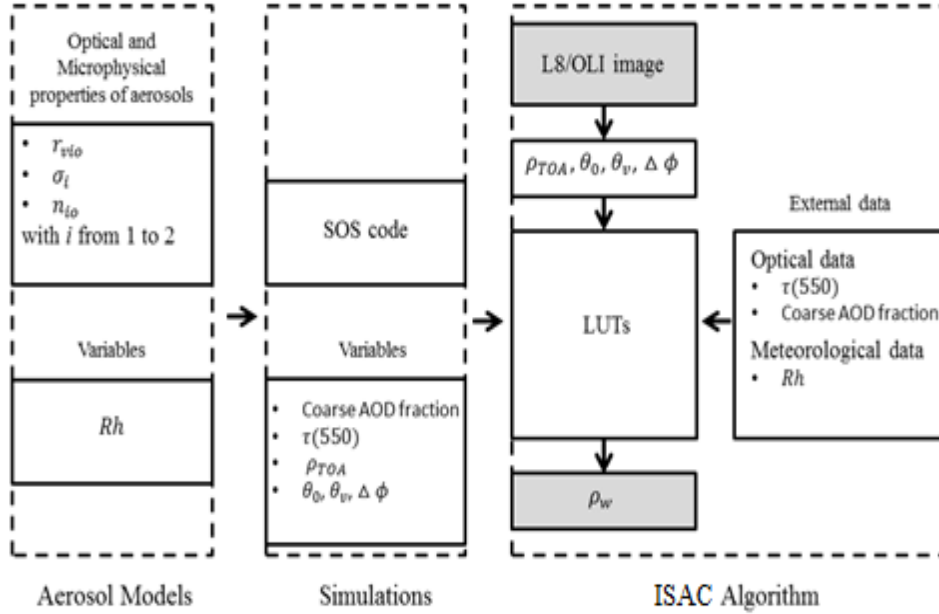


Figure 5.1. Représentation schématique du modèle ISAC

L'extraction des valeurs de réflectance contenue dans les LUTs est réalisée grâce à une interface MATLAB. Nous avons en plus intégré une correction de la transmission gazeuse non prise en compte par le code des OS. Pour cela, nous nous sommes inspirés du code SMAC (Small Method for Atmospheric Correction) développé par Rahman et Dedieu, (1994) et des coefficients calculés pour L8/OLI fournis par le CESBIO (Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère).

5.3. Description du site et des instruments

Le bassin d'Arcachon est une lagune macrotidale semi fermée peu profonde d'environ 180 km² située en France, sur le littoral atlantique (44°40' N, 1°10' W; Fig. 5.2). Il est connecté à l'Océan Atlantique grâce à deux chenaux de 2-3 km de large et environ 12 km de long. Les eaux sont optiquement complexes et présente un fort gradient de turbidité associé à un gradient de salinité. L'hétérogénéité spatiale des particules en suspension et de la matière dissoute à la fois en termes de concentration et de composition est principalement déterminée par les entrées océaniques et par les débits fluviaux dans les parties externes et internes du bassin, respectivement, couplés à un taux moyen de renouvellement des eaux (Glé et al., 2008; Dubois, 2012; Polsenaere et Abril, 2012). Les paramètres biogéochimiques de la colonne d'eau sont également caractérisés par une forte variabilité temporelle. Au cours de la période 2005–2014, les valeurs moyennes de concentration en matières en suspension (SPM), chlorophylle a (Chl) et du rapport carbone organique particulaire sur azote (C/N ratio) à la station Comprian, située dans la partie interne du Bassin, sont respectivement de 4.06 ± 4.56 mg.l⁻¹, 1.53 ± 0.79 µg.l⁻¹, et 5.75 ± 1.74 mol.mol⁻¹ (statistiques extraites de la base de données du Service d'Observation en Milieu LITtoral, SOMLIT).

Le climat autour d’Arcachon est doux, avec des étés en général sec et chaud, et des hivers doux et pluvieux. Les températures maximales en été varient en moyenne entre 21 et 24.0°C et entre 10.9 et 12.2°C en hiver. De même, les températures minimales varient en moyenne entre 12.1 et 15.1 °C en été, et entre 2.5 et 3.2 °C en hiver. En ce qui concerne l’humidité relative, le maximum est observé en Janvier ($82 \pm 3 \%$) et le minimum en Juillet ($71 \pm 2 \%$). Ces données sont extraites des relevés Météo-France à la station Lège Cap-Ferret. Les données de vent montrent une forte variabilité. Cependant, les vents de Nord-Ouest dominant du printemps à l’été tandis que les vents de Sud-Ouest dominant entre l’automne et le printemps (Puillat et al., 2006). Les principales sources d’émissions d’aérosol sur Arcachon sont l’océan (embruns marins), la forêt de pins, les feux de biomasse et les émissions du trafic routier, notamment lors des pics de fréquentation dus au tourisme (AIRAQ, 2013).

Les propriétés optiques et microphysiques sur notre zone d’étude sont dérivées des mesures de luminances acquises par un photomètre CIMEL CE-318 situé sur le toit de la Station Marine à Arcachon. Le CIMEL est opérationnel depuis Septembre 2008 grâce à une collaboration entre les laboratoires du LOA (Université de Lille) et EPOC (Université de Bordeaux). L’étalonnage de l’instrument est assurée plusieurs fois par an par l’Observatoire national des Aérosols (PHOTONS), qui fait partie du réseau mondial AERONET (AErosol RObotic NETwork). De nombreux articles décrivent les procédures standardisées du réseau AERONET en ce qui concerne l’instrumentation, la méthodologie, le traitement et la qualité des données (Dubovik et King, 2000; Holben et al., 1998 et 2001; Smirnov et al., 2002). Pour cette étude, nous avons utilisé les données moyennées quotidiennes de niveau 2 entre Janvier 2009 et Décembre 2012 car les données sur cette période à 2 3 mois près étaient complètes (en 2013, le CIMEL a été en panne la majeure partie de l’année et les données 2014 n’étaient pas encore disponibles en niveau 2). A partir des données journalières, nous avons pu également établir des moyennes mensuelles et saisonnières. En particulier, comme évoqué dans la partie 2, nous avons dérivé le comportement saisonnier des mesures directes (AOD et la valeur du coefficient d’Ångström prise entre 440 et 870nm, $\alpha_{440-870}$) et des produits inversés (PSD, r_{vi} , σ_i , proportion en aérosol grossier) afin d’établir la nature des aérosols sur notre zone. L’analyse de ces données a été évoquée au chapitre précédent.



Figure 5.2. Image L8/OLI (2014-10-01) au-dessus du Bassin d’Arcachon avec les localisations du CIMEL, de la station météo du Lege Cap-Ferret

La précision des données AERONET a fait l’objet de plusieurs études (Dubovik et al., 2000; Holben et al., 1998; O’Neill et al., 2003). Ces études ont montré de bonnes performances en ce qui concerne l’AOD et la PSD. La distribution de taille est retrouvée pour des rayons compris entre 0.05 et 15 μm soit 22 mesures équidistantes. L’erreur estimée ne dépasse pas 10% sur les maxima retrouvés entre $0.1 \leq r \leq 7 \mu\text{m}$, tandis que pour l’AOD, elle est approximativement égale à ± 0.01 pour $\lambda \geq 400 \text{ nm}$. En ce qui concerne l’albédo de simple diffusion (SSA) et les indices complexes de réfraction (n), les inversions ne sont possibles avec une bonne précision que pour des fortes concentrations en aérosols ($\tau(440) \geq 0.5$). Pour le site d’Arcachon, 97.5% de nos données (sur un total de 783 données de moyennes journalières) ne fournissaient pas de valeur de SSA ni d’indice de réfraction. Par conséquent, les mesures restantes n’ont pas été jugées assez représentatives du type d’aérosol. Cependant, une analyse des données de SSA est faite en complément des résultats établis sur les variations de l’AOD et de PSD. Enfin l’erreur associée à la proportion en aérosols grossier qui est déterminée par le rapport entre l’épaisseur optique relative aux aérosols grossiers et l’épaisseur optique totale, est faible (O’Neill et al., 2003).

5.4. Evaluation de la performance du modèle ISAC

Le modèle ISAC est adaptable à n'importe quel capteur THRS puisque que les LUTs peuvent être générées quelles que soient les caractéristiques du capteur. Dans le cadre de cette étude, nous avons pris l'exemple du capteur OLI (Operational Land Imager) embarqué sur Landsat 8 (Tableau V.1) afin d'évaluer les performances de notre méthode. Les raisons de ce choix sont (1) le potentiel élevé de L8/OLI pour les applications littorales et côtières (Pahlevan et Schott, 2013; Pahlevan et al., 2014; Vanhellemont et Ruddick, 2014) et (2) l'existence de méthodes de corrections atmosphériques performantes (Vanhellemont et Ruddick, 2015). L8/OLI est un capteur à balayage lancé en Février 2013 afin de perpétuer la constellation Landsat dont la mission est l'observation de la Terre. Les images de L8/OLI comportent 9 bandes spectrales à 30 m de résolution, avec 4 bandes dans le visible et 3 dans le proche et moyen infrarouge. Le capteur fournit de robustes données radiométriques pour l'observation des zones littorales et côtières (Pahlevan et al., 2014) avec un rapport signal sur bruit supérieur à 200. Les images au niveau 1 (L1T) sont disponibles gratuitement sur la plateforme EarthExplorer (<http://earthexplorer.usgs.gov/>).

Tableau V.1. Caractéristiques de L8/OLI (Vanhellemeont, Ruddick, 2014)

Bandes	Longueur d'onde (nm)	Résolution spatiale (m)	SNR	Luminance de référence ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$)
1 (Coastal/Aerosol)	433–453	30	232	40
2 (Blue)	450–515	30	355	40
3 (Green)	525–600	30	296	30
4 (Red)	630–680	30	222	22
5 (NIR)	845–885	30	199	14
6 (SWIR 1)	1560–1660	30	261	4
7 (SWIR 2)	2100–2300	30	326	1.7
8 (PAN)	500–680	15	146	23
9 (CIRRUS)	1360–1390	30	162	6

Afin d'évaluer les performances du modèle ISAC, les réflectances marines retrouvées ont été comparées à la fois avec les réflectances in-situ ainsi qu'avec les réflectances retrouvées avec les autres méthodes de correction. Les réflectances in-situ ont été obtenues suite à une large campagne de mesure terrain effectuée entre février et octobre 2015. Les réflectances sur le terrain ont été mesurées en simultané avec les acquisitions Landsat. Cependant en raison de conditions météorologiques défavorables, seulement 3 images ont pu être retenues (Tableau V.2). Ces images présentent néanmoins des conditions atmosphériques contrastées comme en témoigne les valeurs de $\alpha_{440-870}$ pour les images #1 et #2, (respectivement 1.73 et 0.73). Sur ces 3 images, nous avons sélectionné un carré de 3x3 pixels autour du point de mesure terrain

afin d'en extraire le spectre de réflectances marines moyenné pour s'assurer de l'homogénéité de la mesure. La réflectance de télédétection (R_{rs}) a été dérivée à partir de mesures de la luminance sortant de l'eau ($L_u(z)$, avec z la profondeur) et de mesures d'éclairement descendant au-dessus de la surface ($E_d(0^+)$) à partir de spectroradiomètres TriOS et suivant le protocole décrit par Lubac et Loisel (2007). ρ_w est alors obtenu par :

$$\rho_w = \pi R_{rs} \quad (5)$$

Tableau V.2. Images L8/OLI utilisées dans cette étude avec nom de m'age et les conditions atmosphériques associées. *L'exposant * indique l'acquisition simultanée de données in-situ*

	Image	Date/Time (UTM)	$\tau(550)$	$\alpha_{440-870}$	Rh
#1	LC82010292015076LGN00*	2015-03-17 10:54	0.10	1.73	42%
#2	LC82010292015204LGN00*	2015-07-23 10:54	0.06	0.73	57%
#3	LC82000292015293LGN00*	2015-10-20 10:48	0.05	1.52	60%

Les méthodes de corrections atmosphériques choisies pour évaluer le modèle ISAC sont (1) les méthodes ACOLITE (Atmospheric Correction for OLI "lite") utilisant soit les bandes NIR ou SWIR (Vanhellemont et Ruddick, 2014 et 2015) et (2) le modèle 6SV (Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum Vector code; Vermote et al., 2006) avec 3 différents modèles aérosol (continental, maritime, troposphérique). En plus de ces méthodes, deux produits en réflectance déjà corrigés : le produit L8SR de l'USGS et le produit de niveau 2 de THEIA, ont été téléchargés sur leur site respectif.

Le logiciel ACOLITE a été développé au sein du RBINS (Royal Belgian Institute of Natural Sciences). Il propose deux méthodes basées sur les valeurs de l'image et ne nécessite aucune donnée externe. La détermination du type d'aérosol (ε) est basée sur le calcul d'un rapport de bandes, corrigées de la diffusion de Rayleigh, utilisant soit la bande NIR, soit la bande SWIR, où l'hypothèse est faite que le signal marin est nul (Vanhellemont et Ruddick, 2014; Vanhellemont et Ruddick, 2015). Une fois que ε est déterminé, il sera par la suite utilisé pour extrapoler la réflectance aérosol dans toutes les autres bandes du visible. Nous avons utilisé les deux méthodes fournies à savoir la méthode avec le NIR (par la suite appelée ACO-NIR) où la valeur d' ε est prise homogène sur toute l'image et la méthode SWIR (ACO-SWIR) où la valeur d' ε est calculée en chaque pixel.

Le modèle 6SV1.1 est un code opérationnel permettant de simuler la réflectance de surface pour une gamme étendue de conditions atmosphériques, spectrales et géométriques. Ce code est basé sur le code des ordres successifs et il tient compte de la polarisation (Kotchenova et al., 2006). Les propriétés microphysiques des aérosols sont caractéristiques de particules à l'état sec ce qui équivaut à une humidité relative égale à 0. Ce paramètre ne peut pas être modifié dans le code.

Les produits L8/OLI L2A fournis par THEIA (<http://spirit.cnes.fr/resto/Landsat>) sont corrigés avec l'algorithme MACCS (Multi-sensor Atmospheric Correction and Cloud Screening) qui est bien détaillé dans Hagolle et al., (2008). L'AOD est directement estimée à partir de l'image par une combinaison de trois méthodes : la méthode du « black pixel », la méthode « Dark Dense Vegetation » ou DDV et la dernière méthode utilise la multi-temporalité. La méthode « black pixel » est utilisée afin d'établir la valeur maximale d'AOD sur l'image. La méthode DDV permet d'estimer le contenu en aérosol à partir de la relation des réflectances dans le rouge et le bleu au-dessus de zones denses de végétation. Enfin, la multi-temporalité est utilisée sur la base que les aérosols ont une variabilité temporelle rapide mais une variabilité spatiale lente alors que la réflectance de surface varie peu dans le temps mais beaucoup dans l'espace ce qui implique que tout changement entre deux images peuvent être associés aux aérosols et donc qu'on peut estimer leur contribution. Par la suite la réflectance de surface est estimée grâce à des LUTs générées grâce au code des ordres successifs, (SOS).

Enfin les produits L8SR disponibles sur la plateforme EarthExplorer sont obtenus grâce à un algorithme interne développé par l'USGS. Peu de détails sont disponibles sur la méthode employée mais plus de détails peuvent être trouvés sur le guide du produit (http://landsat.usgs.gov/documents/provisional_l8sr_product_guide.pdf).

Pour les méthodes ISAC et 6SV1, les images L8/OLI de niveau L1T sont corrigées grâce aux données CIMEL concernant l'AOD, et la vapeur d'eau. Des données météorologiques concernant l'humidité relative ont également été utilisées pour préciser notre modèle. Pour ACOLITE, seules les images L1T sont demandées et en ce qui concerne les produits L8SR et THEIA ils ont juste été téléchargés. Il faut néanmoins tenir compte que les produits THEIA sont en plus corrigés des effets de l'environnement ce qui n'est pas le cas pour aucune des autres méthodes. Par la suite, les mêmes ROIs ont été extraites (carré de 9 pixels) puis les spectres moyens ont été calculés. Enfin pour le point de validation, une zone de 9 pixels centrée sur la mesure a également été extraite.

5.5. Résultats

5.5.1. Prise en compte de la variabilité des aérosols

Nous avons pu voir au chapitre précédent que l'atmosphère d'Arcachon était caractérisée par une variabilité des aérosols en termes de type et de concentration. Aussi, il semble alors nécessaire d'introduire cette variabilité à l'intérieur de notre modèle. Pour cela, plusieurs options ont été envisagées : en premier lieu, la climatologie des paramètres requis par le code SOS pour établir un modèle aérosol et le lancer, à savoir le rayon géométrique moyen fin et grossier, l'écart-type associé pour chaque mode et la proportion en aérosols grossiers a été établie. Les résultats sont présentés dans la figure 5.6. Ces paramètres sont

représentatifs des propriétés optiques et microphysiques des aérosols sur Arcachon. Les valeurs pour le rayon fin sont supérieures pour les mois d'Avril et Octobre ($\sim 0.095 \mu\text{m}$) par rapport à la période Mai - Septembre ($\sim 0.085 \mu\text{m}$) alors que pour le rayon grossier, sa valeur est supérieure l'été ($\sim 0.92 \mu\text{m}$) par rapport à l'hiver ($\sim 0.60 \mu\text{m}$). En ce qui concerne l'écart-type, il y a une faible dépendance saisonnière pour chacun des deux modes avec des valeurs maximales pour le mode fin (grossier) égales à ~ 0.50 en hiver (0.73 en hiver) et minimales égales à ~ 0.44 en été (~ 0.66 en été). Pour la proportion en aérosols grossiers, les valeurs sont supérieures entre Novembre et Février (~ 0.65) comparé au le reste de l'année (~ 0.35). Ceci est notamment conforme avec le plus haut pourcentage d'aérosols marins pur en hiver trouvé précédemment (Tableau V.2). La première solution consiste alors à simplement utiliser pour notre modèle les moyennes mensuelles de chacun de ces paramètres. Or, le code SOS nécessite également de fournir les valeurs des indices complexes de réfraction. Et comme nous avons pu le voir précédemment, les données sur les propriétés microphysiques des aérosols (albédo de simple diffusion / indices de réfraction) étaient faibles.

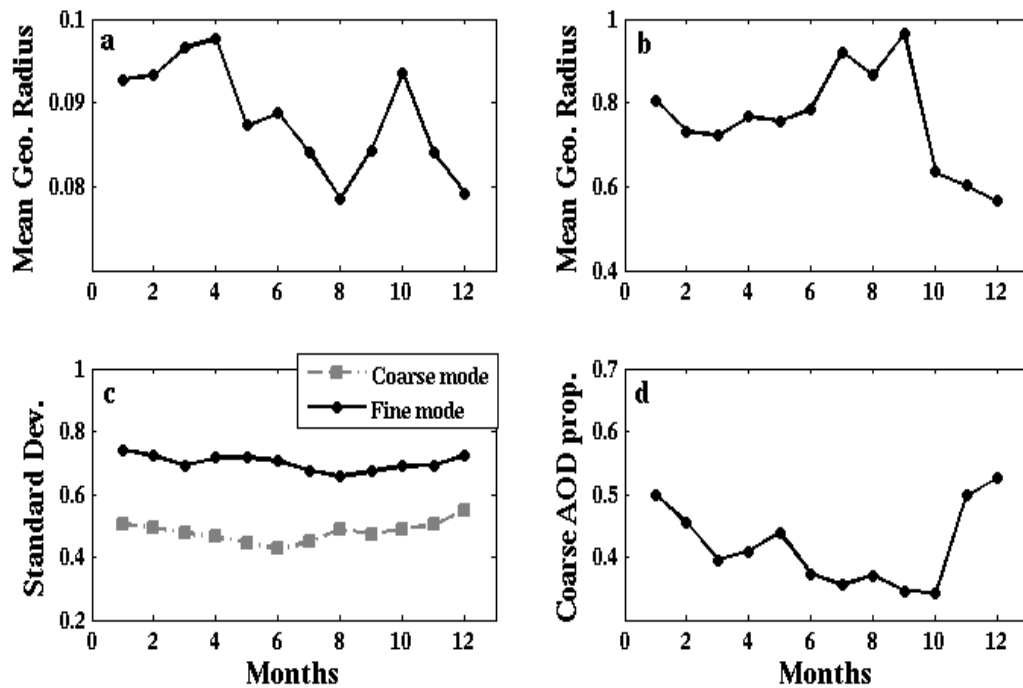


Figure 5.3. Climatologie de quelques paramètres liés aux propriétés optiques des aérosols, (a) rayon moyen fin, (b) rayon moyen grossier, (c) écarts-types, (d) proportion en aérosols grossiers.

97.5% des données (sur les 783 données journalières moyennées) n'indiquent pas de valeur de SSA (ω) en raison d'une AOD trop faible. En ce qui concerne les données de SSA disponibles ($N=20$), la valeur moyenne à 440 nm est égale à 0.945 ± 0.027 dont 5 valeurs se situent < 0.935 . A cause du faible degré de confiance apporté par AERONET sur les valeurs de SSA acquises lors de faibles AOD, nous avons sélectionné les valeurs correspondant à $0.2 < \tau(870) < 0.3$ (Ahmad et al, 2010) afin de mieux caractériser les variations du SSA sur

Arcachon. Après application de ce filtre ($N=13$), nous avons pu observer que pour les valeurs de $SSA(440) > 0.935$ (Figure 5.7, gauche), la valeur de $SSA(440)$ est relativement stable entre Février et Octobre (~ 0.955). De plus, nous ne disposons d'aucune donnée pour les mois d'hiver. Par la suite nous avons établi la dépendance spectrale de ces données qui peut servir comme indicateur de la nature des aérosols (Dubovik et al., 2002; Höller et al., 2003; Bi et al., 2011; Li et al., 2015). Par exemple à partir de mesures radiométriques, Dubovik et al., (2002) ont trouvé une pente négative pour des aérosols type urbain/industriel, fumée et marins pollués alors que pour des aérosols type poussières désertiques, la pente était positive. Pour nos données, nous avons calculé la valeur moyenne du SSA par longueur d'onde et tracé la dépendance spectrale (Figure 5.7, droite). Nous avons trouvé une pente négative indiquant que les aérosols peuvent être classés comme marins pollués. En ce qui concerne, les données correspondant à $SSA(440) < 0.935$, au nombre de 3 ont montré une pente positive caractéristique d'aérosols type poussières désertiques. En plus du manque évident de données, l'autre limitation à l'utilisation des moyennes mensuelles est que le modèle aurait alors fourni des résultats bons en moyenne mais de larges erreurs auraient pu alors être trouvées sur des cas individuels en raison notamment d'une forte variation de l'humidité relative d'un jour à l'autre.

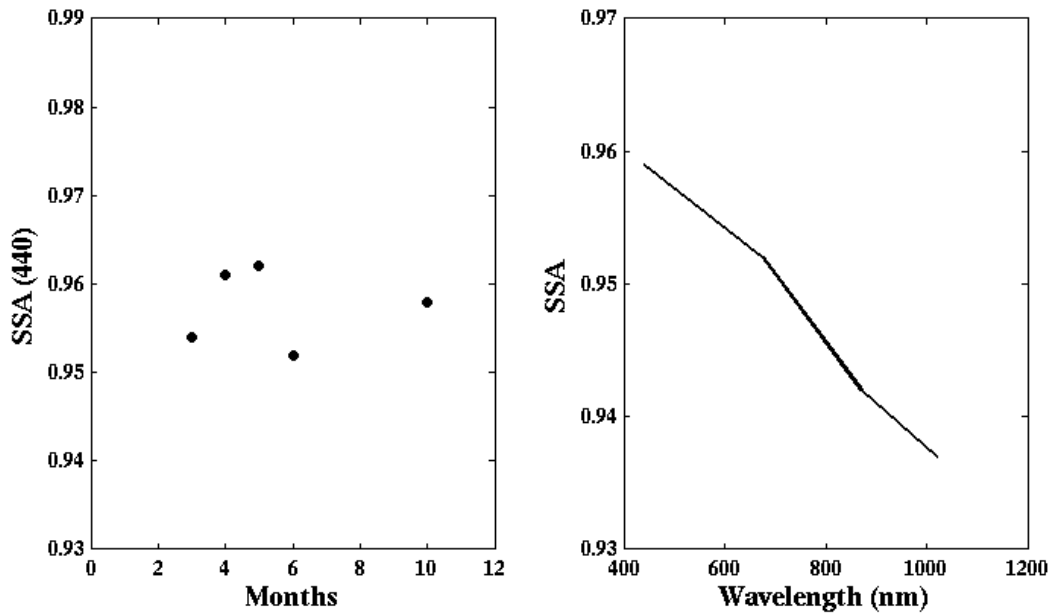


Figure 5.4. Climatologie de la valeur moyenne du $SSA(440)$ pour $0.2 < \tau_{870} < 0.3$ et dépendance spectrale du SSA pour $0.2 < \tau_{870} < 0.3$ et $\omega_{0440} > 0.935$

L'autre solution consiste alors à prendre en compte les effets de variation de l'humidité relative.

5.5.2. Prise en compte de l'humidité relative

Avec une humidité relative mensuelle variant entre 70% l'été et 82% l'hiver, en moyenne et dans l'optique de pouvoir traiter un grand nombre d'images acquises à n'importe quelle période de l'année, il semble logique que le modèle développé (ISAC) prenne en compte cette variabilité. Pour cela, nous avons défini notre population d'aérosols bimodale tout au long de l'année (voir Chapitre 4) comme représentée par la somme de deux distributions normales monomodales de type logarithme, une par mode. Afin d'établir les différentes valeurs des paramètres nous avons dû définir pour chacune des populations, un type d'aérosol. Cela a été fait en utilisant le modèle HYSPLIT (Draxler et Rolph, 2003, Pace et al., 2006) pour caractériser la provenance des masses d'air arrivant sur Arcachon. Deux exemples de sorties du modèle sont présentées dans les figures 5.8 et 5.9. A partir des résultats de cette étude et grâce aux informations extraites de l'étude sur la variabilité des aérosols sur notre zone, nous avons défini que notre population d'aérosols fins était constituée d'aérosols d'origine continentale tandis que notre population d'aérosols grossiers est constituée d'aérosols d'origine marine.

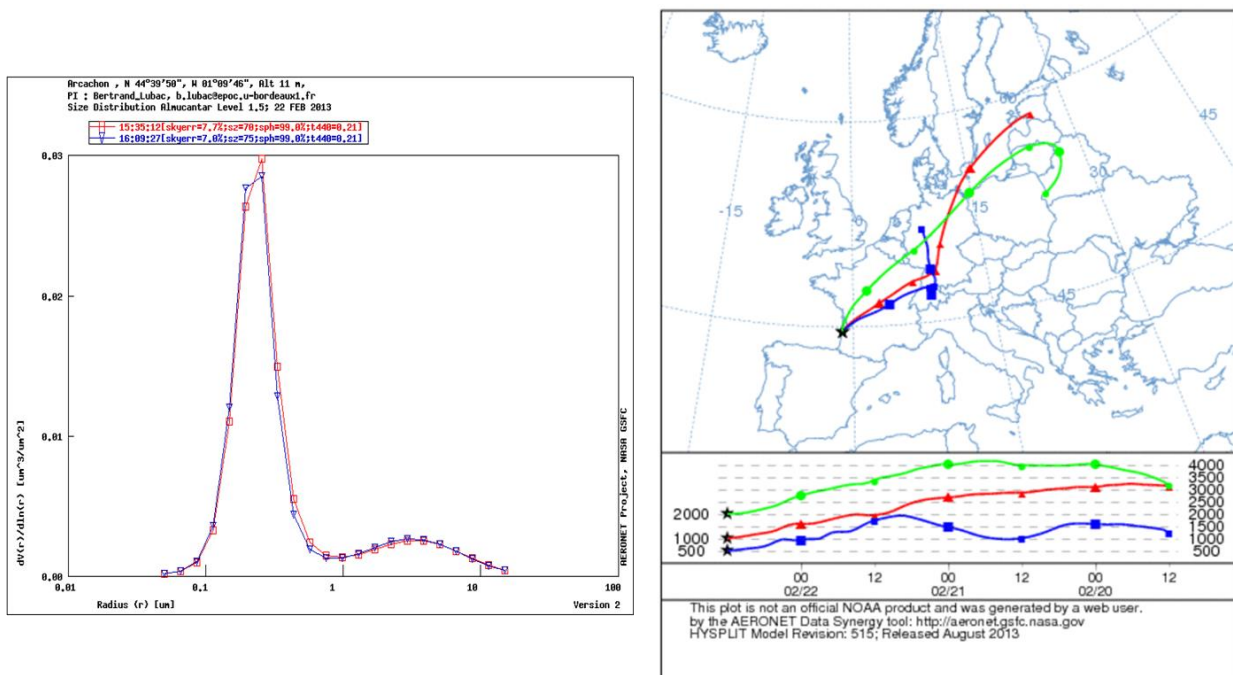


Figure 5.5. Distribution de taille moyennée entre 8 et 9 :00 UTC le 22/02/2013 (gauche) avec l'origine des masses d'air associée. (droite)

Nous avons alors associé notre population fine au modèle monomodal troposphérique et notre population grossière au modèle monomodal maritime, définis par Shettle et Fenn (1979). Ils ont été définis comme composé de 70% de particules hydrosolubles et 30% de particules type poussières, pour le troposphérique et 95% de sels marins et 5% d'hydrosolubles pour le maritime. Afin de prendre en compte les effets de l'humidité relative sur la croissance hygroscopique des particules, nous avons déterminé grâce à l'étude des

données météorologiques de la station Lège Cap-Ferret (la plus proche du CIMEL) 8 valeurs de Rh entre 30 et 95%. Puis nous avons utilisé le modèle de croissance du rayon moyen défini par Ahmad et al., (2010) sur Chesapeake Bay, un autre site côtier, et comparé leurs résultats avec nos données. Nous avons trouvé une bonne correspondance en ce qui concerne le mode fin mais le modèle surestimait grandement nos valeurs pour le mode grossier. Nous nous sommes alors rendu compte qu'Ahmad et al., (2010) ajoutait un facteur égal à 3σ à leur données (σ correspondant à l'écart-type moyen annuel pour le mode grossier) afin de considérer les eaux hauturières dans leur modèle. Notre modèle étant destiné aux eaux côtières, nous avons alors retiré ce facteur 3σ en utilisant cette fois la valeur de σ pour le mode grossier calculé à partir de nos données et nous avons alors trouvé de meilleurs résultats. Enfin, les données d'Ahmad et al., 2010 fournies en volume ont été converties en nombres grâce à l'équation suivante :

$$r_0 = r_v \exp(3\sigma_0^2)$$

avec r_v le rayon moyen en volume en μm , r_0 le rayon moyen en nombre en μm , σ_0 est l'écart-type moyen. Les valeurs pour notre modèle sont données dans le tableau V.3.

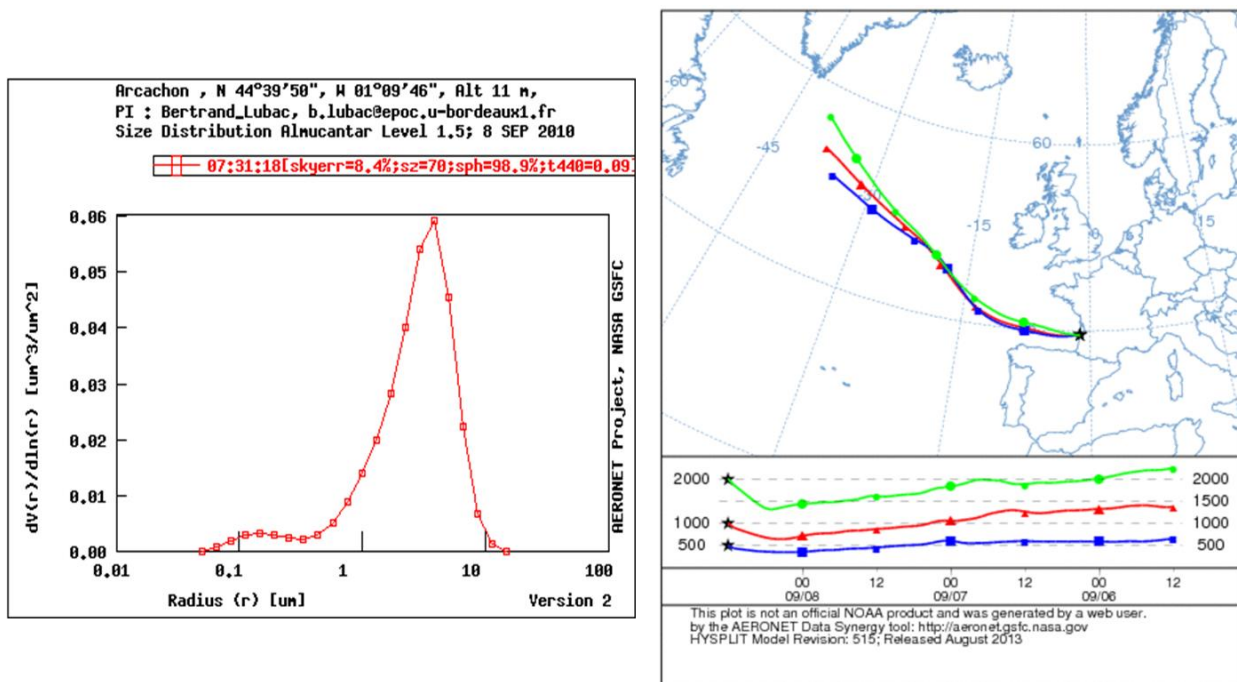


Figure 5.6. Distribution de taille à 7:30 UTC le 08/09/2010 (gauche) avec l'origine des masses d'air associée.(droite)

Comme montré dans la figure 5.6, l'écart-type pour chacun des deux modes varie peu. Ainsi, nous avons choisi d'utiliser la valeur moyenne annuelle pour chacun des deux modes. Afin de définir les valeurs des indices complexes de réfraction et parce qu'AERONET attribue la même valeur aux indices fins et grossiers, nous avons utilisé les données fournies

par Shtelle et Fenn (1979) ainsi que l'équation 4, afin de calculer pour chaque bande L8/OLI et chaque Rh la valeur d'indice correspondante. Les valeurs sont données dans les tableaux V.4a et V.4b.

Tableau V.3. Valeurs des rayons moyens (r_f , r_c) et écarts-types (σ_f , σ_c) fins et grossiers, pour chaque valeur d'humidité relative.

Rh	r_f	σ_f	r_c	σ_c
30	0.075	0.479	0.474	0.700
50	0.076	0.479	0.481	0.700
70	0.079	0.479	0.587	0.700
75	0.084	0.479	0.713	0.700
80	0.094	0.479	0.825	0.700
85	0.102	0.479	0.889	0.700
90	0.111	0.479	0.979	0.700
95	0.123	0.479	1.071	0.700

Pour résumer, à partir de l'analyse des données AERONET sur les propriétés optiques et microphysiques des aérosols sur Arcachon, à partir des sorties HYSPLIT sur l'origine des masses d'air et à partir de l'analyse de données météorologiques, nous avons construit un modèle aérosol bimodal, dont chacun des modes est associé à un type d'aérosol et dont les valeurs des rayons moyens des distributions ainsi que leurs indices complexes de réfraction varient avec l'humidité relative (8 valeurs). Afin de lancer le code SOS, un dernier paramètre est requis : la proportion en aérosols grossiers. Ce paramètre va permettre au code d'estimer la concentration volumique des aérosols. Au vu des résultats présentés dans la figure 5.6, nous avons défini 6 valeurs de proportions variant de 0.15 à 0.9. Les simulations du code SOS vont alors produire 48 LUTs par bande spectrale de L8/OLI (8 valeurs de Rh * 6 valeurs de proportions en aérosols grossiers). Chaque LUT est composée de plus d'1 million de valeurs de ρ_w correspondant au grand nombre de conditions géométriques et atmosphériques paramétrées dans le code.

Tableau V.4a-4b. Valeurs des indices complexes de réfraction pour le modèle Troposphérique (T) et Maritime (M) pour chaque bande L8/OLI en fonction de Rh

T	30	50	70	75	80	85	90	95
440	1.5266 - 3.0058i	1.5194 - 3.0056i	1.4977 - 3.0049i	1.4751 - 3.0042i	1.4346 - 3.0030i	1.4119 - 3.0023i	1.3958 - 3.0018i	1.3801 - 3.0013i
490	1.5265 - 3.0058i	1.5193 - 3.0056i	1.4973 - 3.0049i	1.4745 - 3.0042i	1.4337 - 3.0030i	1.4107 - 3.0023i	1.3944 - 3.0018i	1.3786 - 3.0013i
560	1.5265 - 3.0065i	1.5192 - 3.0062i	1.4970 - 3.0055i	1.4740 - 3.0047i	1.4327 - 3.0033i	1.4094 - 3.0026i	1.3930 - 3.0020i	1.3770 - 3.0015i
660	1.5265 - 3.0069i	1.5191 - 3.0066i	1.4967 - 3.0058i	1.4734 - 3.0050i	1.4317 - 3.0036i	1.4082 - 3.0027i	1.3916 - 3.0021i	1.3755 - 3.0016i
860	1.5166 - 3.0107i	1.5095 - 3.0103i	1.4880 - 3.0090i	1.4657 - 3.0078i	1.4256 - 3.0055i	1.4031 - 3.0042i	1.3872 - 3.0033i	1.3717 - 3.0024i

1630	1.4740 - 3.0182i	1.4678 - 3.0175i	1.4490 - 3.0154i	1.4295 - 3.0132i	1.3945 - 3.0094i	1.3748 - 3.0072i	1.3609 - 3.0056i	1.3473 - 3.0041i
2250	1.3588 - 3.0095i	1.3562 - 3.0092i	1.3483 - 3.0081i	1.3401 - 3.0069i	1.3254 - 3.0049i	1.3172 - 3.0038i	1.3113 - 3.0030i	1.3056 - 3.0022i
M	30	50	70	75	80	85	90	95
440	1.4958 - 3.0000i	1.4889 - 3.0000i	1.4291 - 3.0000i	1.3918 - 3.0000i	1.3741 - 3.0000i	1.3673 - 3.0000i	1.3602 - 3.0000i	1.3505 - 3.0000i
490	1.4958 - 3.0000i	1.4888 - 3.0000i	1.4282 - 3.0000i	1.3904 - 3.0000i	1.3725 - 3.0000i	1.3657 - 3.0000i	1.3584 - 3.0000i	1.3487 - 3.0000i
560	1.4860 - 3.0000i	1.4794 - 3.0000i	1.4217 - 3.0000i	1.3844 - 3.0000i	1.3687 - 3.0000i	1.3622 - 3.0000i	1.3553 - 3.0000i	1.3460 - 3.0000i
660	1.4860 - 3.0000i	1.4793 - 3.0000i	1.4209 - 3.0000i	1.3858 - 3.0000i	1.3633 - 3.0000i	1.3606 - 3.0000i	1.3536 - 3.0000i	1.3442 - 3.0000i
860	1.4762 - 3.0000i	1.4698 - 3.0000i	1.4143 - 3.0000i	1.3797 - 3.0000i	1.3672 - 3.0000i	1.3571 - 3.0000i	1.3505 - 3.0000i	1.3415 - 3.0000i
1630	1.4950 - 3.0000i	1.4870 - 3.0000i	1.4173 - 3.0000i	1.3738 - 3.0000i	1.3532 - 3.0000i	1.3453 - 3.0000i	1.3370 - 3.0000i	1.3258 - 3.0000i
2250	1.4359 - 3.0000i	1.4296 - 3.0000i	1.4746 - 3.0000i	1.3403 - 3.0000i	1.3240 - 3.0000i	1.3178 - 3.0000i	1.3113 - 3.0000i	1.3024 - 3.0000i

5.5.3. Evaluation du modèle ISAC

Pour chacune des 3 images, nous avons construit le spectre de réflectance in-situ, auquel nous avons associé les valeurs corrigées de la sensibilité spectrale de L8 (in-situ RSR) ainsi que les résultats obtenus avec chacune des méthodes de correction. De plus, l'erreur relative (en %) a été calculé pour chacun des modèles par rapport à la donnée terrain. Pour l'image du 17 Mars 2015 (Figure 5.10), les résultats sont donnés dans la figure 5.11 et dans le tableau V.5.



Figure 5.7. Zoom sur image L8/OLI du 17/03/2015 avec localisation du point de mesure associé

Les résultats illustrés par la figure 5.11 montrent une variabilité des valeurs de ρ_w en fonction du modèle de corrections atmosphériques choisi. On peut voir par exemple que les modèles 6SV (TRO, CON, MAR) vont avoir tendance à surestimer ρ_w sur l'ensemble du spectre. On notera également une différence de comportement entre les deux modèles ACOLITE avec la méthode NIR qui va avoir tendance à sous-estimer la réflectance. Enfin le modèle ISAC représenté par le losange grisé, offre de bonnes performances.

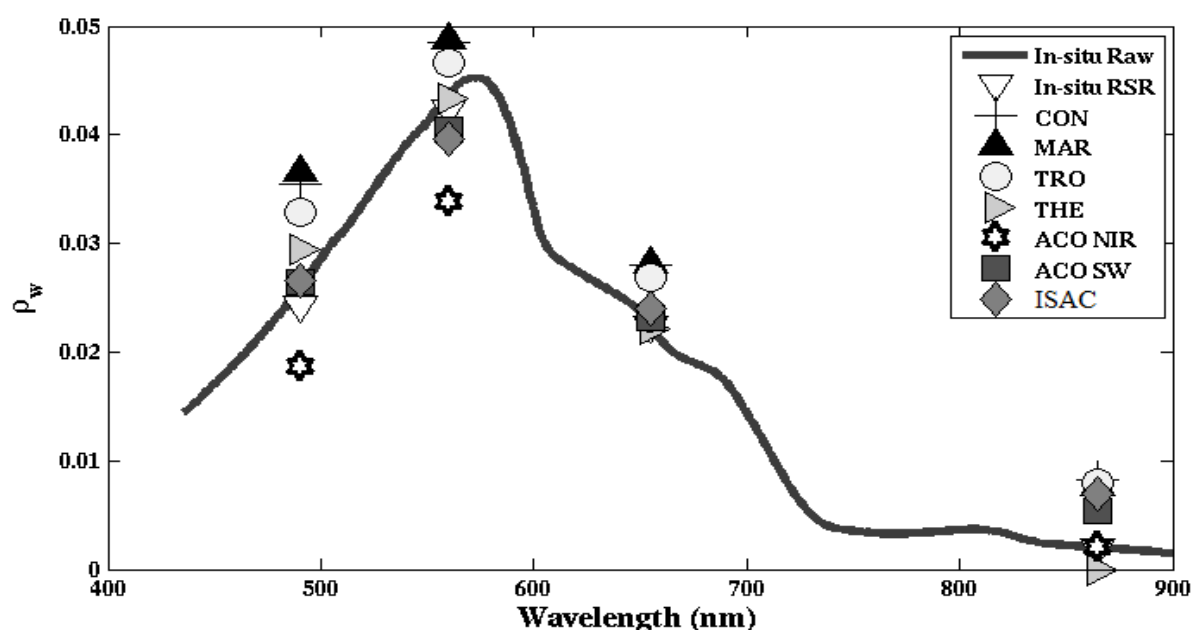


Figure 5.8. Comparaison des réflectances marines retrouvées avec les réflectances marines in-situ pour l'image du 17/03/2015.

Ces observations sont notamment confirmées dans le tableau V.6 où on peut voir une tendance des méthodes de correction à surestimer la réflectance marine, notamment à 490 nm. On peut également voir de mauvaises performances dans le proche-infrarouge sauf pour la méthode NIR d'ACOLITE. Enfin avec une erreur maximale de 10% dans le visible, notre modèle offre des performances quasi similaires au modèle de référence ACO_SW.

Tableau V.5. Différences relatives (en %) entre les données in-situ et satellites

	490 nm	560 nm	660 nm	870 nm
ACO_SW	-9	4	-3	-167
ACO_NIR	23	20	-3	-3
CON	-46	-14	-25	-313
MAR	-51	-15	-26	-286
TRO	-35	-10	-20	-295
THE	-21	-2	1	100
ISAC	-10	6	-7	-250

En ce qui concerne l'image du 20 Octobre 2015 (Figure 5.12) dont les résultats sont présentés dans la figure 5.13 et dans le tableau V.6, on peut voir en premier lieu une forme spectrale différente traduisant des propriétés optiques de l'eau différentes par rapport à l'image de Mars.

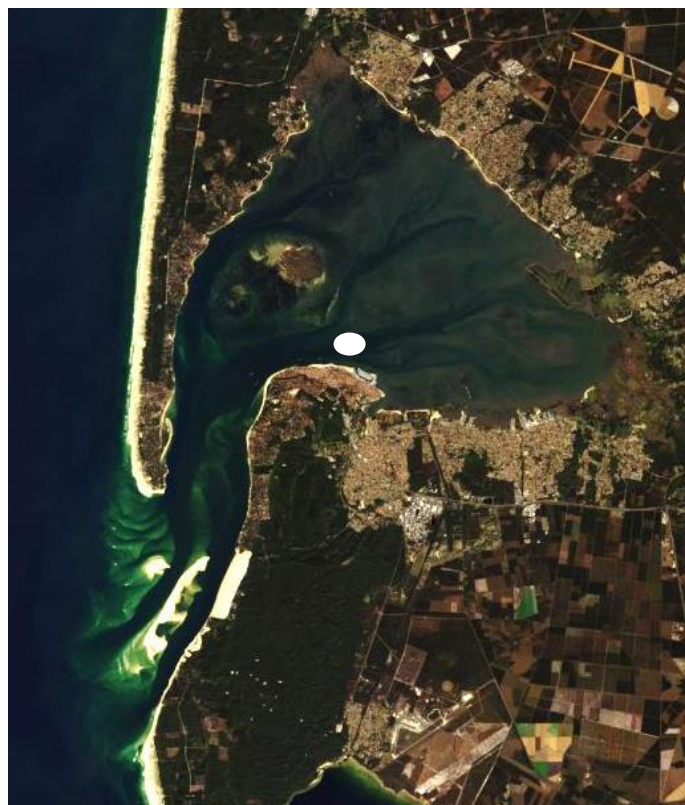


Figure 5.9. Zoom sur image L8/OLI du 20/10/2015 avec localisation du point de mesure associé.

D'autre part, on observe de meilleures performances de la méthode 6SV, notamment avec le modèle aérosol troposphérique, en comparaison avec l'image de Mars et une baisse des performances des deux méthodes ACOLITE. Cette baisse des performances serait associée à la faible valeur de l'épaisseur optique, provoquant ainsi une faible valeur de la réflectance dans les bandes proche et infrarouge moyen. Ces faibles valeurs associées au bruit de la mesure vont alors conduire à une forte erreur sur l'estimation de la pente et donc sur des erreurs sur la réflectance retrouvée. Enfin, on peut voir que le modèle ISAC offre une nouvelle fois de bonnes performances dans le visible.

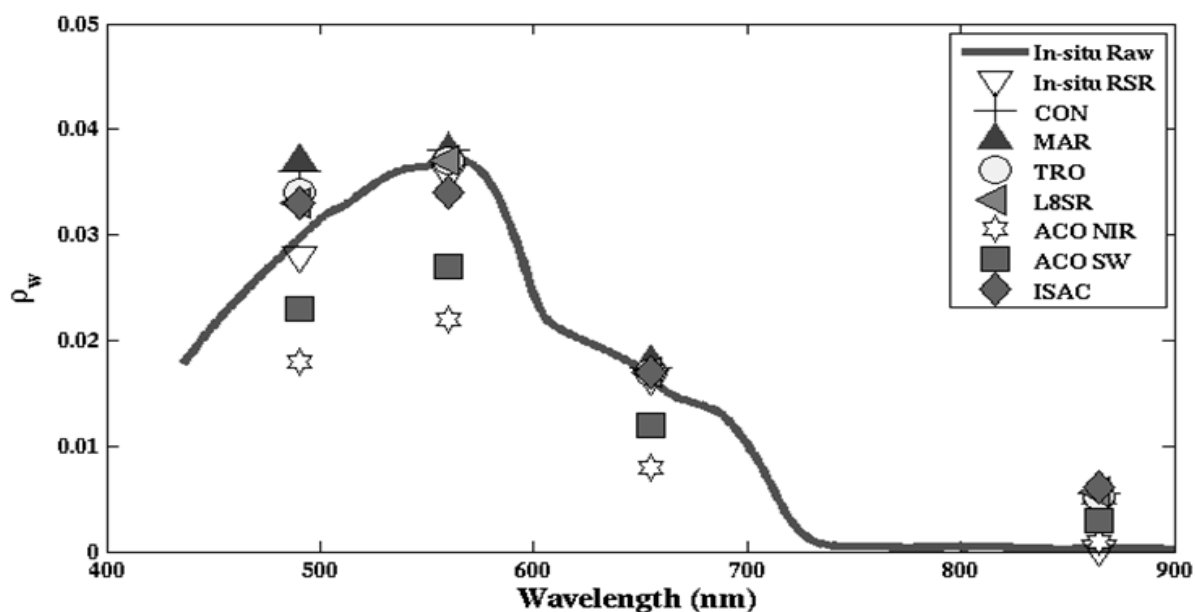


Figure 5.10. Comparaison des réflectances marines retrouvées avec les réflectances marines in-situ pour l'image du 20/10/2015

Tableau V.6. Différences relatives (en %) entre les données in-situ et satellites

	490 nm	560 nm	660 nm	870 nm
ACO_SW	18	24	27	-1177
ACO_NIR	36	38	51	-296
CON	-29	-6	-6	-2322
MAR	-32	-6	-10	-2278
TRO	-11	-3	-4	-2234
THE	-18	-3	-4	-2366
ISAC	-18	5	-4	-2586

Enfin, l'image du 23 Juillet 2015, illustrée par la figure 5.11, permet de souligner les limitations à la fois de notre modèle et des modèles de corrections atmosphériques en général. En effet, comme on peut le voir dans la figure 5.12, quel que soit le modèle utilisé, la réflectance est surestimée. Ceci est notamment dû à l'effet des nuages adjacents autour de la zone où s'est effectuée la mesure. En effet, la présence des nuages va provoquer des réflexions multiples qui vont conduire à une surestimation de la réflectance mesurée par le satellite.

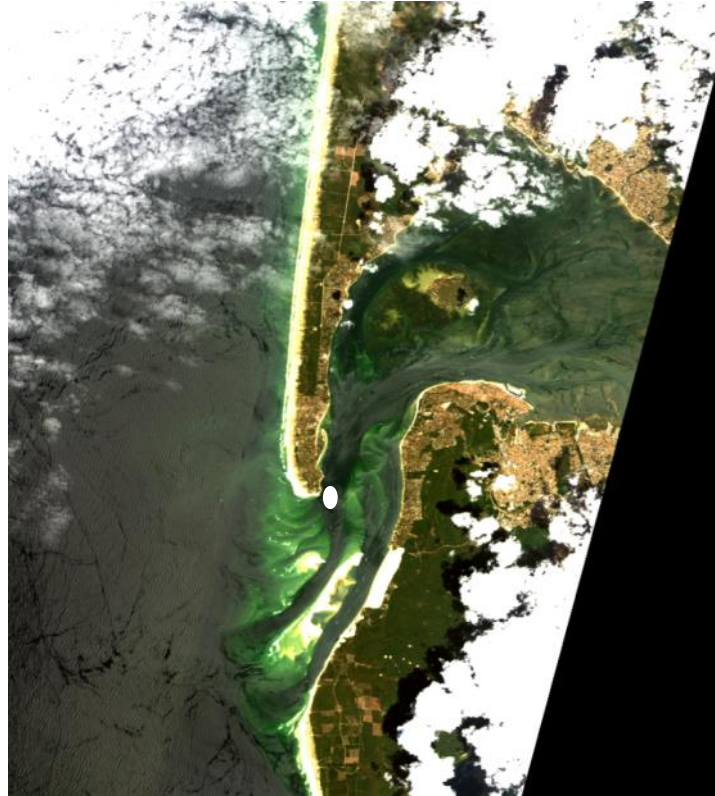


Figure 5.11. Zoom sur image L8/OLI du 23/07/2015 avec localisation du point de mesure associé.

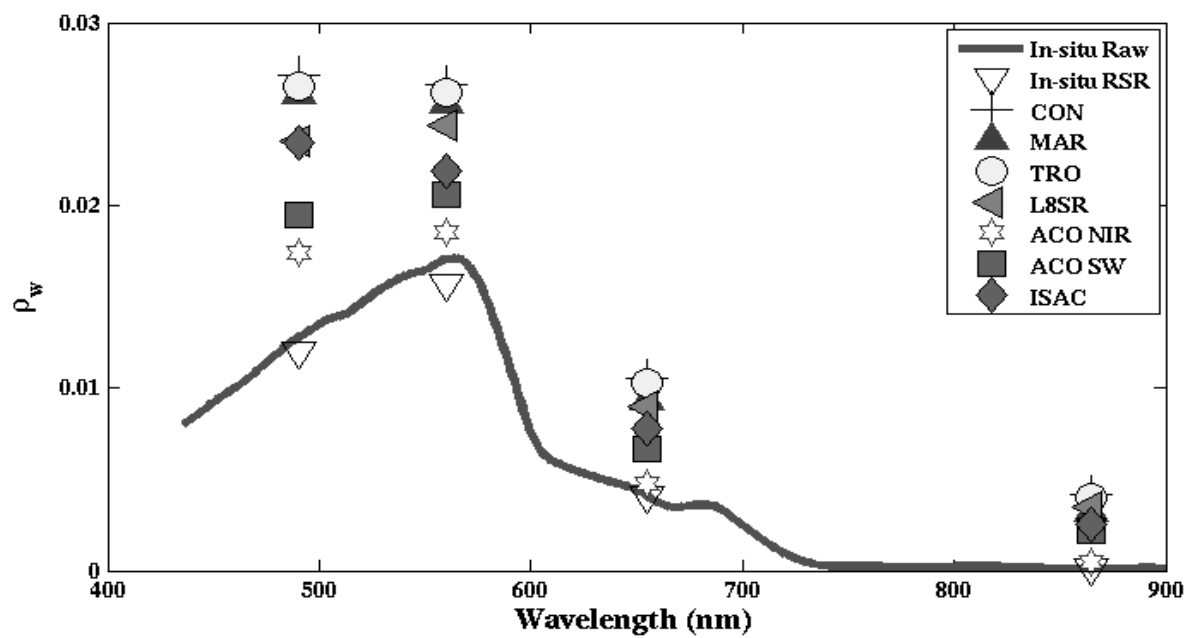


Figure 5.12. Comparaison des mesures in-situ et retrouvées sur l'image L8/OLI du 23/07/2015

Des effets similaires peuvent être provoqués par la présence d'aérosols absorbants type biomasse-urbain comme on peut le voir sur la figure 5.13.

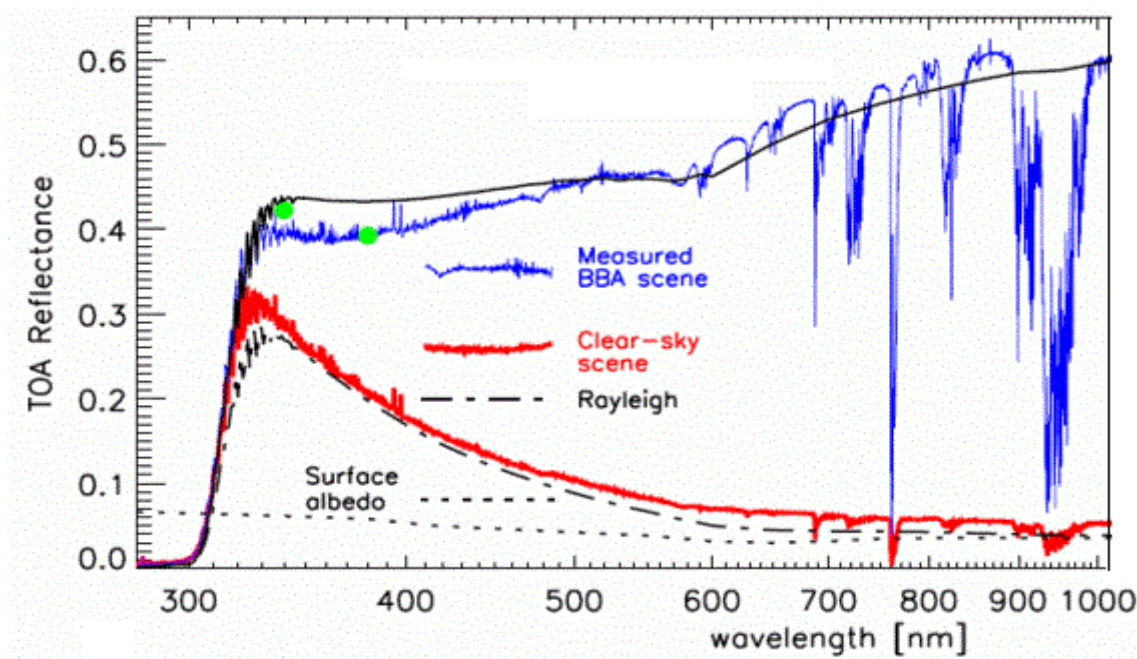


Figure 5.13. Spectre de réflectance TOA en conditions de ciel clair et en présence d'aérosols type « Biomass burning » mesuré par SCIAMACHY (Sources : IPCC/TEA, modifié).

5.5.4. Etude de sensibilité de la réflectance marine

Il s'agit ici de tester la sensibilité de la réflectance marine inversée, aux paramètres du modèle : à savoir l'humidité relative, qui comme nous l'avons vu précédemment va influencer sur la distribution en taille des aérosols ainsi que sur la valeur de l'indice de réfraction, puis la proportion en aérosols grossiers qui influe sur la concentration volumique des particules fines et grossières. Dans un second temps, la sensibilité sera évaluée en faisant varier l'épaisseur optique.

5.5.4.1. Variation de l'humidité relative et de la proportion en aérosols grossier

Les variations de la réflectance marine ont été simulées pour une réflectance TOA prise égale à 0.1, dans la bande bleue. Cette valeur a été obtenue au-dessus des eaux claires et profondes, pour une épaisseur optique à 500 nm égale à 0.15, ce qui est à peu près égal à la valeur moyenne mesurée sur notre site (0.14). La réflectance marine inversée correspondante

a par la suite été obtenue en faisant varier l'humidité relative (entre 50 et 90%) et la proportion en aérosols grossiers (entre 0.1 et 0.9). Les résultats sont présentés dans la figure 5.14.

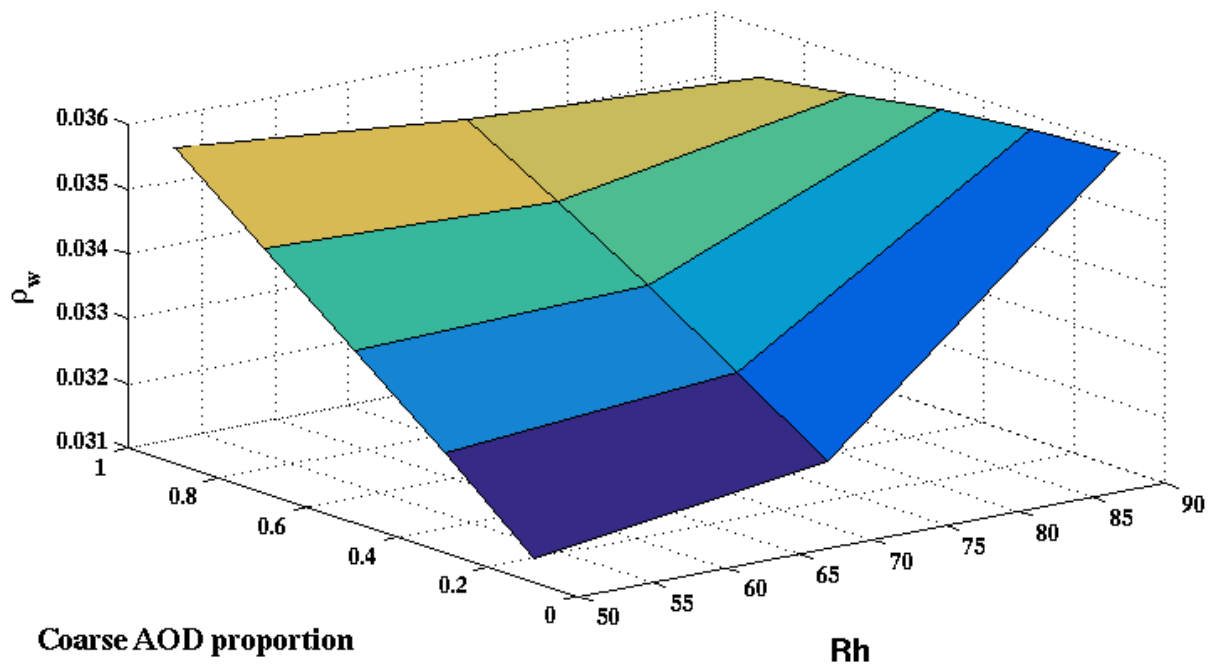


Figure 5.14. Variation de la réflectance marine dans la bande bleue, en fonction de l'humidité relative (Rh) et de la proportion en aérosols grossiers (Coarse AOD proportion) pour $\rho_{TOA} = 0.1$ et $\tau = 0.15$.

Les résultats illustrés dans la figure 5.14 montrent que plus la concentration en aérosols grossiers va être importante, plus la réflectance retrouvée sera élevée, sauf dans le cas où l'humidité relative est de 90%. En effet, dans ce cas-là, la réflectance semble à l'inverse légèrement décroître mais cette décroissance est infime. En ce qui concerne l'humidité relative, on retrouve également une augmentation de la réflectance inversée avec une augmentation de Rh mais cette augmentation est d'abord faible entre 50 et 70%, avec par exemple pour une proportion d'aérosols grossiers égale à 0.2, une réflectance égale à 0.031 à 50 et égale à 0.032 à 70% plus beaucoup plus forte à partir de 70%, avec une réflectance passant de 0.032 à 0.036 à 90%. Enfin, on remarque que l'effet de l'humidité relative sur la réflectance devient moins important lorsque la concentration en grosses particules augmente. Ces phénomènes peuvent s'expliquer grâce à la théorie de Mie. En effet, plus la concentration en aérosols grossiers va être élevée, plus le diamètre moyen de la population va être important et donc plus la diffusion vers l'arrière va être importante. Il en va de même de l'effet de l'humidité relative, plus la valeur de Rh augmente, plus la particule devient grosse et donc plus sa diffusion vers l'arrière augmente. La diminution de l'effet de la valeur de Rh sur ρ_w quand la proportion en aérosols grossiers augmente peut s'expliquer par le fait que comme la valeur de τ est fixe et que le nombre de particules ne varie pas, le volume occupé par les

particules atteint un seuil et donc les particules ne peuvent plus grossir du fait de ces restrictions.

5.5.4.2. Variation de l'épaisseur optique

Cette fois, il s'agit d'évaluer l'impact de la variation de l'épaisseur optique sur la réflectance marine. Pour cela, trois valeurs d'épaisseur optiques ont été choisies correspondant à une atmosphère claire, moyenne et turbide. Ces valeurs sont 0.05, 0.15 et 0.3 respectivement. Les valeurs de « R_h » et de « coarse AOD proportion » sont fixes et égales à 70 et 0.9 respectivement. Les résultats pour les bandes bleue et verte de Landsat 8 (b2 et b3) sont présentés dans les figures 5.15.

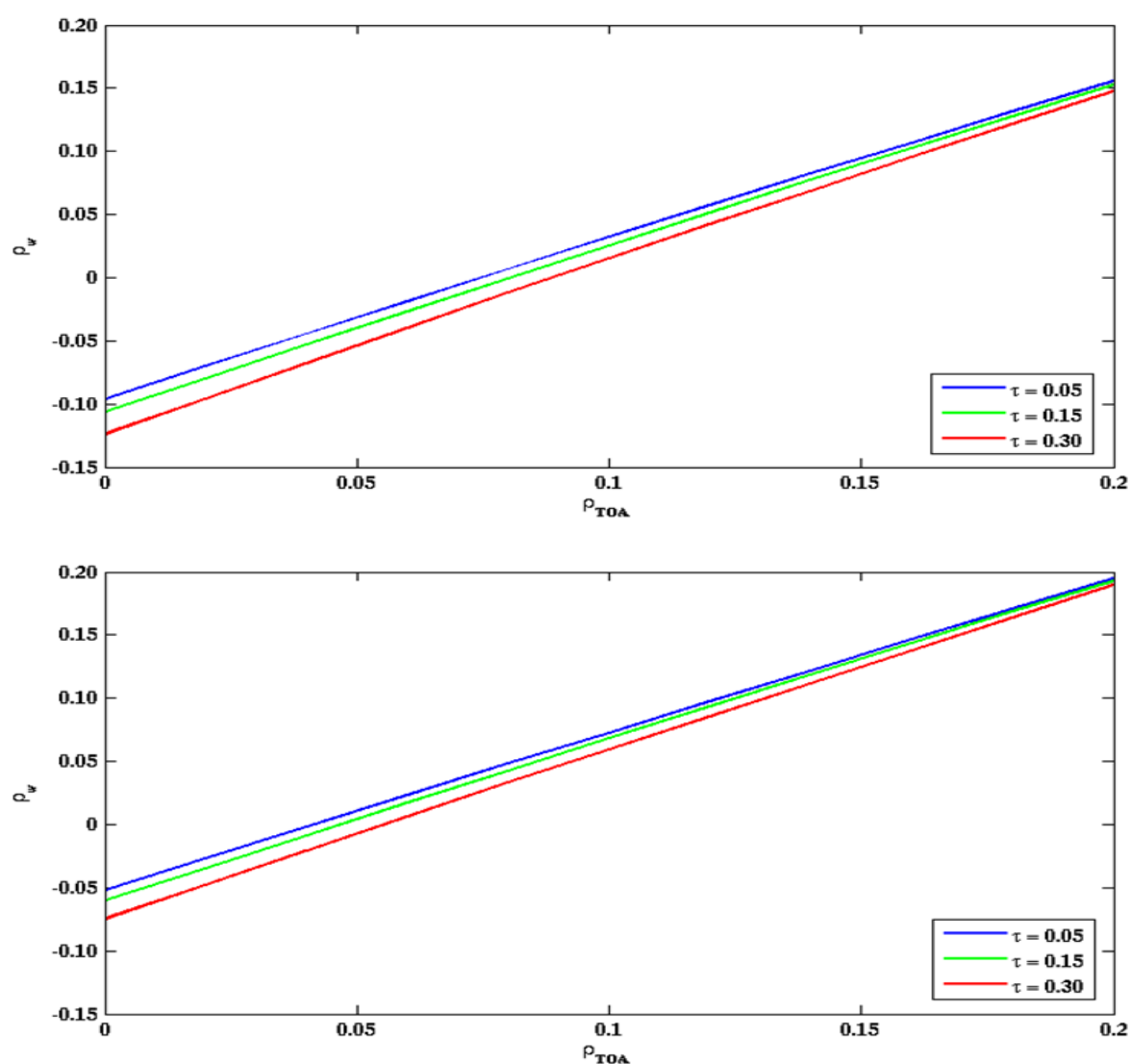


Figure 5.15. Variation de ρ_w dans la bande bleue (haut) et dans la bande verte (bas) en fonction de ρ_{TOA} pour trois valeurs de τ .

Les résultats présentés dans les figures 5.15 montrent l'évolution de la réflectance marine en fonction de la valeur de l'épaisseur optique. Les résultats indiquent que plus cette valeur va être élevée, plus la valeur la réflectance inversée sera faible. De plus, on peut voir que l'écart des réflectances est plus faible pour des valeurs de τ entre 0.05 et 0.15 qu'entre 0.15 et 0.3 montrant que plus la concentration en aérosols va devenir importante plus les effets sur la réflectance marine vont être importants, en particulier dans le cas d'aérosols absorbants car moins de lumière atteindra alors la surface.

Nous avons pu voir dans cette partie que le choix des bons paramètres pour inverser la réflectance avait son importance et qu'il était donc nécessaire de bénéficier de valeurs aussi précises possible afin de ne pas engendrer de fortes erreurs sur la réflectance. Ainsi des erreurs sur la proportion en aérosols et sur la valeur de l'humidité relative peuvent causer jusqu'à 18% de différence dans la bande bleue, pour le cas montré ici. Tandis que les variations de l'épaisseur optique peuvent provoquer entre 26 et 62% de différences pour une variation entre 0.05 et 0.15 et entre 0.15 et 0.3, respectivement, dans le cas où ρ_{TOA} vaut 0.1. Il est important de limiter au maximum les erreurs sur la réflectance afin de limiter la propagation d'erreurs dans le produit final, comme par exemple pour la bathymétrie.

5.6. Discussions et conclusions

Dans ce chapitre, nous avons montré le développement d'un modèle aérosol qui, intégré à un code de transfert radiatif, a permis la simulation de LUTs. Ces LUTs intégrées à une interface MATLAB permettent alors de corriger des effets de l'atmosphère n'importe quelle image à haute résolution spatiale. Pour illustrer notre propos, nous nous sommes intéressés aux images L8/OLI du Bassin d'Arcachon. Afin de développer un modèle adapté à notre zone d'étude, nous avons utilisé l'analyse de 4 ans de données AERONET acquises par un photomètre CIMEL installé à Arcachon depuis fin 2008. L'analyse de ces données nous a permis d'établir la climatologie des propriétés optiques et microphysiques des aérosols sur notre zone d'étude. L'étude de la distribution de taille (PSD) a montré une population bimodale dont la proportion des deux modes fin et grossier variait selon la saison, ces résultats en plus de confirmer nos précédentes observations nous ont poussés à définir un modèle aérosol bimodal représenté par la somme de deux populations monomodales. Nous avons alors défini une population pour le mode fin et grossier, respectivement sur la base du modèle troposphérique et maritime, définis par Shettle et Fenn (1979). C'est-à-dire que nous avons considéré que seules les particules fines étaient absorbantes. Ceci peut se révéler faux dans certains cas, notamment lors d'apport de poussières désertiques en provenance d'Afrique du Nord. Afin de définir les paramètres propres à chacune des deux populations (rayon moyen, écart-type, indice complexe de réfraction), nous avons adapté le modèle de croissance des particules en fonction de l'humidité relative défini par Ahmad et al., (2010) avec nos

données. Nous avons alors du corriger les valeurs du mode grossier d'un facteur 3σ . Pour le calcul des indices de réfraction aux bandes spectrales L8/OLI et en fonction de 8 valeurs d'humidité relative, définies après l'étude de la variation de Rh sur notre zone, nous avons utilisé les équations de Hänel (1976). Le manque de données sur la chimie des aérosols sur notre zone nous a obligé à trouver les valeurs des indices complexes de réfraction (à $R_h = 0$) dans la littérature, de plus les données AERONET peu nombreuses et inadaptées dans ce cas, n'ont pu être utilisées. Enfin, en ce qui concerne la proportion en aérosol grossiers, nous avons défini 6 valeurs représentatives de la variation moyenne mensuelle de ce paramètre. Une fois ces paramètres définis, nous avons obtenu 48 LUTs par bande spectrale L8/OLI et construit une interface MATLAB permettant d'extraire les réflectances marines correspondant aux conditions d'acquisition de l'image.

Afin d'évaluer notre méthode, nous avons conduit une campagne de mesures terrain simultanée à l'acquisition d'images L8/OLI. Les résultats ont montré de bonnes performances pour notre modèle comparable aux méthodes récentes (ACOLITE) et surtout nous avons pu voir que les méthodes standards 6SV surestimaient les réflectances sur l'ensemble du spectre. Nous pensons que ces surestimations sont dues au fait que les modèles 6SV ne prennent pas en compte l'humidité relative et donc utilisent des tailles de particules à l'état sec dans leurs modèles or les particules à l'état sec sont donc plus petites et vont diffuser moins vers l'avant par rapport à des particules humides, plus grosses.

Enfin, nous avons illustré une des limitations de notre modèle à travers l'exemple de l'image L8/OLI du 23/07/2015 où en raison de la présence de nuages adjacents, des effets de réflexion multiples perturbaient le signal satellite

Dans une dernière partie, nous avons conduit une étude de sensibilité de la réflectance marine inversée aux paramètres du modèle, nous avons pu montrer qu'une connaissance précise de ces paramètres était nécessaire sous peine de causer des erreurs sur la réflectance inversée..

En conclusion, nous avons montré qu'il était possible de développer des modèles aérosols prenant en compte la variabilité des propriétés optiques des aérosols et d'appliquer ces modèles aux capteurs à haute résolution spatiale dont les spécificités techniques ne permettent pas aux méthodes de corrections dérivant les informations à partir de l'image d'être appliquées.

Chapitre 6

Impact de la réflectance spéculaire (ρ_g) sur la réflectance marine pour des capteurs THRS

6.1. Définition et géométrie

En télédétection couleur de l'eau, une partie du signal mesuré par le satellite peut provenir d'une partie de la lumière réfléchiée par la surface marine. Cette partie du rayonnement ne pénètre pas dans l'eau et ainsi ne contient aucune information sur la colonne d'eau. Cette lumière réfléchiée par la surface encore appelée réflexion spéculaire a deux origines : le rayonnement solaire incident direct qui atteint la surface et la partie du rayonnement diffusée par l'atmosphère atteignant la surface puis remontant jusqu'au capteur, appelée « sky light ». La réflexion du rayonnement solaire incident par la surface marine est appelée « sun glint ». La somme du sun glint et du sky glint constitue le terme « ρ_g ». Par la suite, nous emploierons le terme « sun glint » pour faire référence à cette réflexion spéculaire. La géométrie générale du sun glint est présentée en figure 6.1.

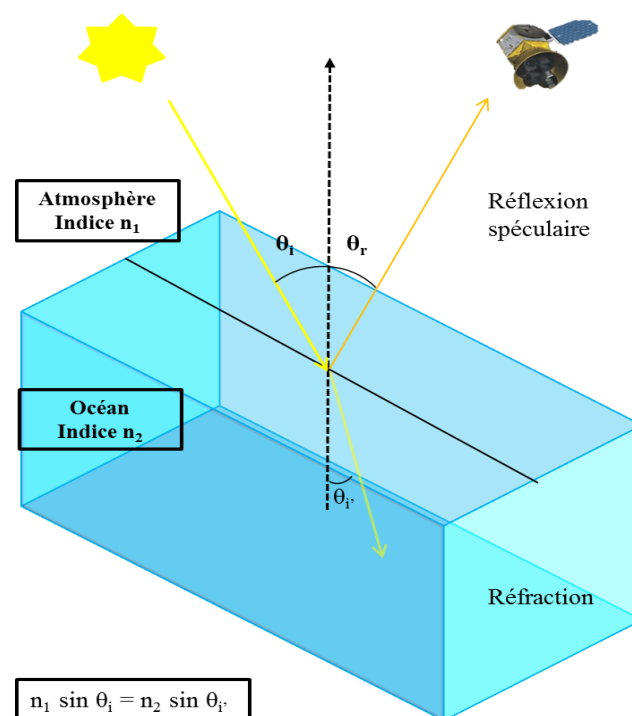


Figure 6.1. Géométrie du sun glint

La distribution spatiale et l'intensité de ρ_g sont fonction des angles de visée solaire et satellite et de l'état de surface de la mer. Un exemple de l'impact du sun glint sur des pixels d'une image THRS du capteur Pléiades est montré par la figure 6.2.



Figure 6.2. Exemple de l'impact du sun glint sur l'imagerie satellite très haute résolution (Sources : CNES/RTU-PLÉIADESS)

L'effet du sun glint sur l'image satellite va dépendre de l'état de la surface observée. En effet, dans le cas où la surface est plane, le sun glint va avoir une forme homogène sur une partie de l'image comme cela est le cas pour l'exemple présenté en figure 6.3a, sur une image MODIS. Le vecteur normal à la surface (\vec{N}) est alors parallèle au vecteur indiquant le zénith (\vec{Z}) et les angles zénithaux solaire et de visée (θ_s et θ_v) ainsi que les angles d'incidences et de réflexion (ω et ω') sont égaux. Cette configuration est montrée dans la figure 6.3b.

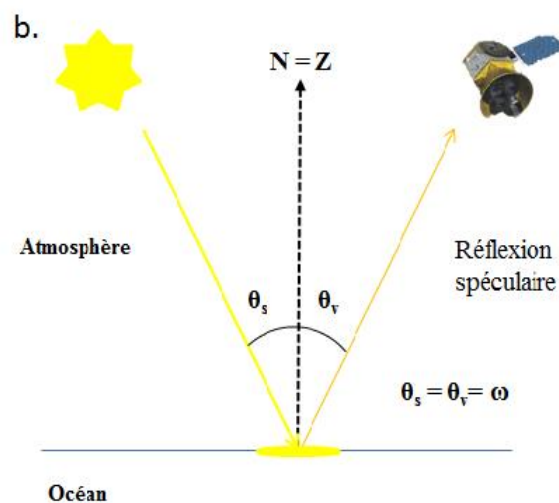


Figure 6.3. Effet et géométrie du sun glint sur surface plane (sources : NASA)

Par contre, lorsque les conditions de vents sont suffisantes, la surface devient alors rugueuse et des vagues peuvent alors se former. Dans ce cas-là, le sun glint va apparaître de manière discontinue et former plein de petits patches lumineux sur l'image comme on peut le voir sur la figure 6.2 et sur la figure 6.4a, issue du satellite WorldView-2. Dans cette configuration-là, \vec{N} est en général différent de \vec{Z} et θ_s , θ_v , ω et ω' , ne sont plus égaux. Ce cas de figure est présenté dans la figure 6.4b.

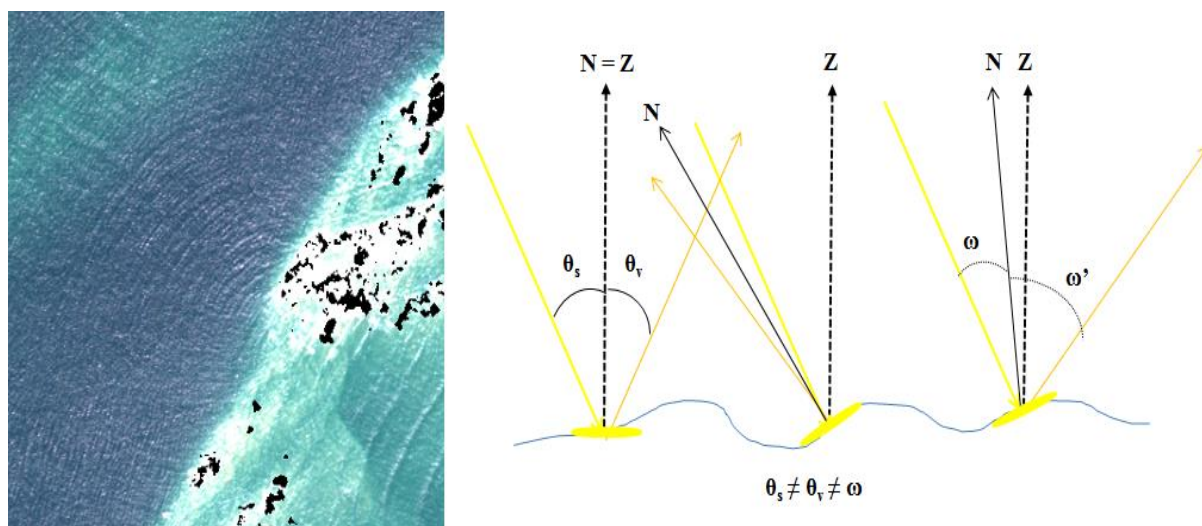


Figure 6.4. Effet et géométrie du sun glint sur surface rugueuse (sources : TechLink)

6.2. Méthodes de réduction de l'impact du sun glint

6.2.1. Evitement

Eviter le sun glint est la méthode la plus simple pour réduire son effet, et la méthode choisie par la plupart des capteurs utilisés en télédétection « Couleur de l'Océan » (Wang et al., 2001 ; Gordon et al., 1992). Le sun glint est un problème purement géométrique. Une programmation soignée peut permettre de minimiser le nombre d'images contaminées. En effet, le capteur peut pointer vers une direction éloignée des zones où le glint sera maximal. Cela est rendu possible par la capacité de certains capteurs à pouvoir s'incliner de $\pm 20^\circ$ par rapport au Nadir afin de s'adapter aux conditions d'illumination. Enfin, cette option est particulièrement viable pour les capteurs basse résolution spatiale qui possèdent un large champ de vue et un temps de revisite élevé, ainsi les zones restantes de l'image contaminées par le glint peuvent être simplement ignorées ou même recompilées en utilisant les nombreux passages du satellite.

Mais tous les satellites à basse résolution ne peuvent pas s'incliner à volonté et en ce qui concerne les satellites THRS, leur champ de vue limité ainsi que le nombre de revisites

restreint fait que toute perte sur l'image (pixels contaminés par le glint ou autre) s'avère être une perte d'information non négligeable associé à une perte financière. Dans ces cas-là, la méthode d'évitement n'est plus viable et d'autres techniques doivent être utilisées pour gérer cela.

6.2.2. Méthodes de correction du sun glint

6.2.2.1. Capteurs à basse résolution spatiale

Les capteurs traditionnels utilisés en télédétection « Couleur de l'Océan » ont une résolution de l'ordre de la centaine de mètres au kilomètre. Dans cette catégorie de capteurs figurent notamment SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor), MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer (Wang et Bailey, 2001; Fukushima et al., 2007)). Pour les capteurs à basse résolution spatiale, la majorité des méthodes pour corriger le sun glint utilisent les statistiques de l'état de surface de la mer, pour un vecteur de vent donné, afin de prédire la quantité de lumière du Soleil qui va être réfléchi pour chaque pixel de l'image. La quantité de glint prédite peut ainsi être soustraite ou si la contamination prédite est trop forte, le pixel sera alors masqué. Ces méthodes sont pour la plupart dérivées des travaux de Cox et Munk, (1954). Dans leurs travaux de 1954, Cox et Munk utilisent des analyses statistiques pour créer des fonctions de densité de probabilité (PDF) pour l'état de surface de l'eau de mer à partir de l'analyse de photographies aériennes et de données de vitesse de vent. La PDF obtenue à partir de leur mesures se rapproche d'une gaussienne et peut être exprimé sous la forme d'une série de Gram-Charlier jusqu'au 4^e ordre :

$$p(\xi, \eta) = \frac{1}{2\pi} \exp\left(-\frac{1}{2}(\xi^2 + \eta^2)\right) \left[1 + \frac{1}{2}c_{12}\xi(1 - \eta^2) + \frac{1}{6}c_{30}\xi(3 - \xi^2) \right. \\ \left. + \frac{1}{24}c_{40}(3 - 6\xi^2 + \xi^4) + \frac{1}{4}c_{22}(1 - \xi^2)(1 - \eta^2) + \frac{1}{24}c_{04}(3 - 6\eta^2 + \eta^4) \right]$$

avec $\xi = z_x / \sigma_w$ et $\eta = z_y / \sigma_c$, les pentes de la surface normalisée ; σ_w et σ_c , les pentes quadratiques moyennes dans les directions de vent, longitudinales (x) et transverses (y). Le premier terme de l'expression entre cochet qui a pour valeur 1 indique une distribution gaussienne des pentes. Les valeurs c_{12} et c_{30} sont associés à l'asymétrie de la distribution, c_{40} , c_{22} et c_{04} l'irrégularité. Dans le modèle de Cox et Munk, les valeurs de ces paramètres sont données par les relations suivantes :

$$c_{12} = 0.01 - 0.0086U$$

$$c_{30} = 0.04 - 0.033U$$

$$c_{40} = 0.23 ; c_{22} = 0.12 ; c_{04} = 0.40$$

et la pente quadratique moyenne (mss) a une relation quasi linéaire avec la vitesse du vent (U) :

$$\sigma_w^2 = 0.00316U \pm 0.004$$

$$\sigma_c^2 = 0.003 + 0.00192U \pm 0.004$$

$$mss = \sigma_w^2 + \sigma_c^2 = 0.003 + 0.00512U \pm 0.004$$

Ce modèle permet de calculer la PDF pour n'importe quelle condition d'illumination et de visée, du moment que la vitesse et la direction du vent sont connues. Obtenu à partir de l'analyse de 29 photographies aériennes prises sur une période d'une vingtaine de jours sur une même zone géographique, ce modèle s'est révélé être très robuste. Ce modèle a été l'objet de nombreuses études (Wu, 1990 ; Ebuchi et Kizu, 2002 ; Breon & Henriot, 2006 ; Fox et al., 2007) qui ont apportées de légères modifications sur les valeurs utilisées pour le calcul de mss ou de certains coefficients. Cependant aucune étude n'a remis en cause la formulation générale. Ce modèle est à la base de la correction de nombreux capteurs « Couleur de l'océan » comme on peut le voir dans le tableau IV.1, inspiré des travaux de Kay et al., 2009.

Tableau VI.1 Résumé de méthodes utilisées pour la correction du sun glint (Sources : Kay et al., 2009)

Type d'eau	Auteurs	Capteurs	Résumé de la méthode	Hypothèses de départ
Open ocean	Wang & Bailey	SeaWiFS	Glint is predicted from wind speed (NCEP data) and subtracted from radiance where it falls between 2 thresholds. Glint and aerosol are estimated together.	Cox and Munk model of the sea surface; neglects effects of wind direction, multiple scattering.
	Wang <i>et al.</i>	POLDER OCTS		
Open ocean	Montagner, Billat & Belanger	MERIS	Glint is predicted from wind speed and direction (ECMWF data) and subtracted from reflectance where it falls between 2 thresholds.	Cox and Munk model of the sea surface; neglects effects of multiple scattering, aerosol.
Open ocean	Fukushima <i>et al.</i>	GLI	Similar to SeaWiFS, but with wind speed from SeaWinds microwave scatterometer on the same satellite (ADEOS-II).	Cox and Munk model of the sea surface; neglects effects of wind direction, multiple scattering.
Open ocean	Ottaviani <i>et al.</i>	SeaWiFS	Uses a solution of the full radiative transfer equation to include the effect of multiple scattering, multiple reflection and shadowing.	Cox and Munk model of the sea surface; neglects effects of wind direction.

Un autre type de méthode pour les capteurs basse résolution spatiale est basée sur les réseaux neuronaux. Cette méthode traite de manière simultanée la correction atmosphérique et du sun glint sans avoir besoin de connaissance de l'état de surface de la mer. Cet algorithme appliqué à MERIS est appelé POLYMER (Steinmetz et al., 2011). Le principe est le suivant : la réflectance est d'abord corrigée des effets de l'absorption gazeuse et de la diffusion de Rayleigh, puis cette réflectance corrigée est exprimée selon un polynôme dépendant de la longueur d'onde et de la réflectance marine :

$$R(\lambda) = c_0 + c_1\lambda^{-1} + c_2\lambda^{-4} + T(\lambda)R_{water}(\lambda)$$

c_0 inclut les effets du sun glint, nuages, écume et aérosols grossiers, $c_1\lambda^{-1}$ inclut les aérosols fins, $c_2\lambda^{-4}$ inclut le couplage entre les processus précédents, enfin le dernier terme est estimé en fonction de la concentration en chlorophylle et du coefficient de rétrodiffusion de la matière en suspension en utilisant pour cela des modèles bio-optiques. Les 5 inconnues sont estimées grâce à un réseau neuronal ou par une méthode de minimisation itérative au moindre carré.

Les méthodes présentées ci-dessus sont adaptées pour les capteurs basse résolution spatiale dont la résolution spatiale du pixel varie entre 100 et 1000 m. Mais ces méthodes ne seront plus précises pour les capteurs haute résolution spatiale (taille du pixel < 10 m), où la taille du pixel n'est plus de l'ordre de la surface mais plutôt à l'échelle des vagues et où l'hypothèse d'une surface représentée par de multiples facettes dans un pixel n'est plus valide (Heege et al., 2000 ; Kay et al., 2009)

6.2.2.2. Capteurs à haute résolution spatiale

Pour ce type de capteur, l'idée est d'estimer la contribution du glint directement à partir de l'image. Cette approche est basée sur l'hypothèse courante que la réflectance marine est nulle dans la région proche-infrarouge (NIR) du spectre et ceci s'explique par le fait que l'eau absorbe fortement la lumière dans ces longueurs d'onde, en particulier quand la longueur d'onde est supérieure à 900 nm (Figure 6.5).

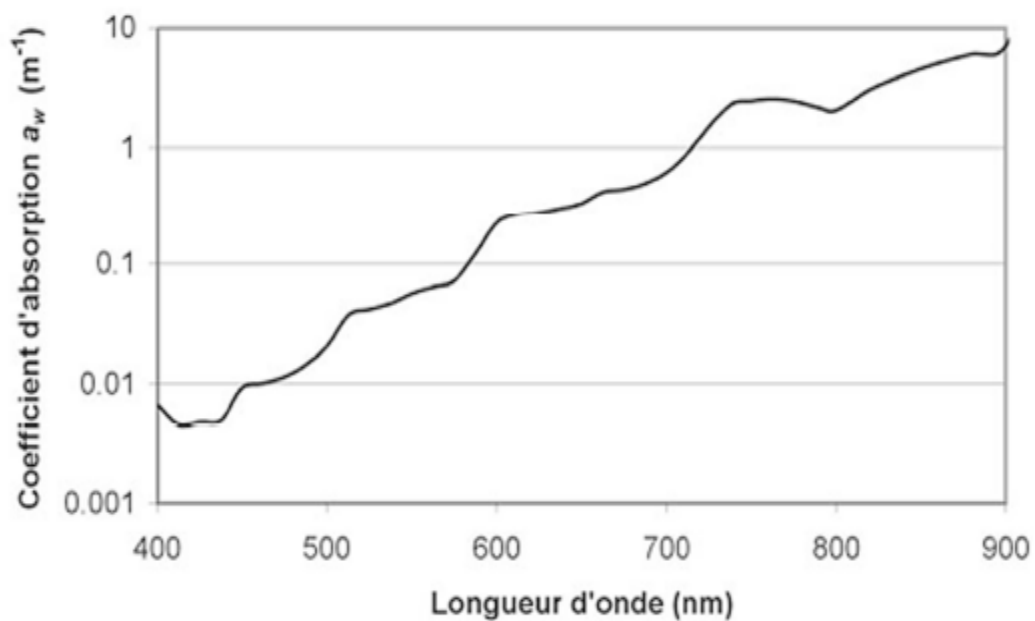


Figure 6.5. Absorption de l'eau en fonction de la longueur d'onde (d'après Hale et Query, 1973 ; Pope et Fry, 1997).

Si $\rho_w = 0$ alors tout signal mesuré dans ces longueurs d'ondes ne peut provenir que de l'atmosphère (ρ_a) ou de la surface (ρ_g). Après correction atmosphérique, la seule contribution restante est la réflexion de la surface, donc le sun glint. C'est à partir de ces hypothèses que de nombreuses méthodes empiriques ont été développées (Hochberg et al., 2003 ; Hedley et al., 2005 ; Lyzenga et al., 2006 ; Joyce, 2008). Ces méthodes de correction reposent toutes sur la relation linéaire entre la réflectance du glint dans le visible et la réflectance du glint dans le NIR. De plus ces méthodes nécessitent en général une intervention humaine afin de calculer les paramètres statistiques décrivant cette relation. Cette relation linéaire entre la réflectance du sun glint dans le NIR et le visible s'explique par le fait que la valeur de l'indice de réfraction de l'eau est quasi la même dans ces deux régions spectrales (Figure 6.6).

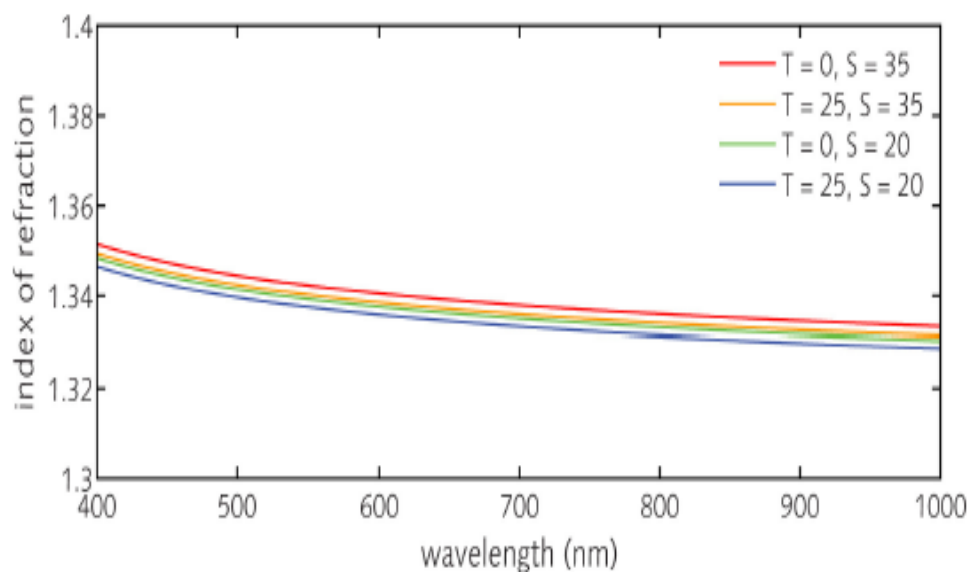
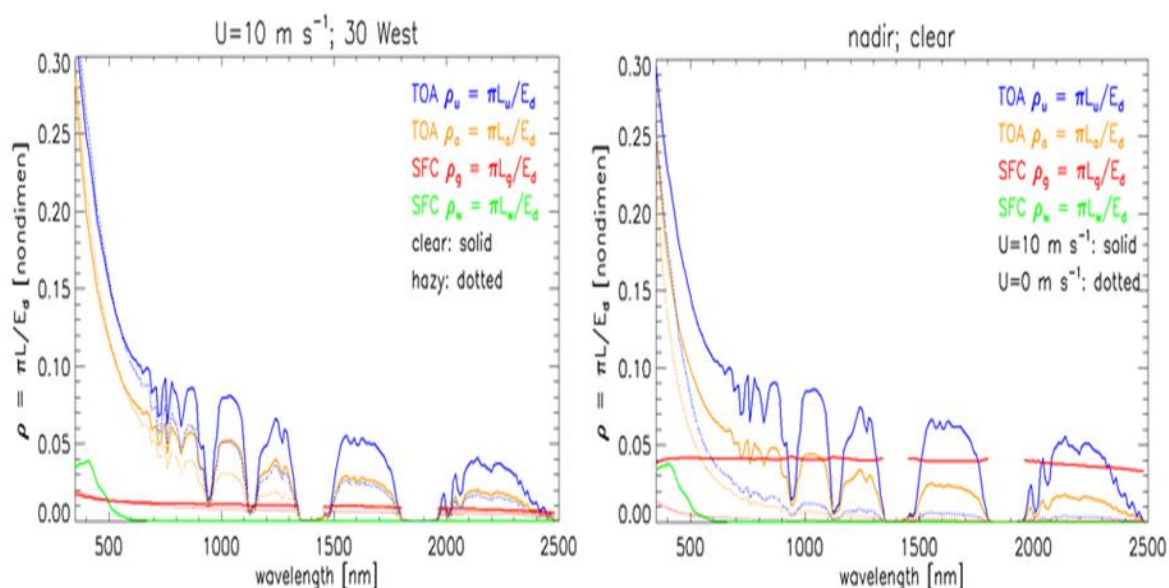


Figure 6.6. Indice de réfraction de l'eau en fonction de la température et de la salinité (Sources : HypIRI Sunlint report).

Par conséquent, la réflectance du sun glint est quasi indépendante (Figure 6.7, gauche et droite), c'est-à-dire que le sun glint a la même réflectance dans le visible que dans le NIR. Donc après correction atmosphérique, toute réflectance dans le NIR provient du sun glint et cette réflectance du sun glint peut être soustraite dans le visible et ne laisser ainsi uniquement que la réflectance de l'eau.



Figures 6.7. Exemples de spectres de réflectance TOA sous différentes conditions d'acquisitions, avec en rouge le spectre de la réflectance du glint (Sources : Ocean Optics web book).

Les premières méthodes publiées consistaient à corriger l'image pixel par pixel en déduisant de chaque bande un offset indépendant de la longueur d'onde afin que la réflectance marine dans le NIR soit proche de 0 (Mustard et al., 2001 ; Lee et al., 1999). Par la suite, les méthodes ont admis une réflectance non nulle dans le NIR, notamment cela est possible dans les cas d'eaux peu profondes ou d'eaux turbides. Hochberg et al. (2003), s'inspirant des travaux de Mustard et al. (2001), a normalisé les variations d'amplitude du sun glint en utilisant les valeurs maximales et minimales des pixels d'eau dans le NIR. Leur méthode réduit à 0 la réflectance dans le NIR du pixel le plus sombre mais permet une réflectance NIR non nulle pour les autres pixels. Utiliser les minima ou maxima pour établir la relation entre le NIR et le visible rend les méthodes vulnérables aux erreurs, notamment dans le cas de nuages, bateaux ou écumes. Ces méthodes nécessitent que tout pixel qui ne soit pas considéré comme de l'eau soit correctement masqué en premier lieu. Les autres méthodes quant à elles vont se baser sur un ensemble de pixels plutôt que des valeurs individuelles (Hedley et al., 2005 ; Lyzenga et al., 2006 ; Joyce, 2008). Néanmoins, ces méthodes sont assez similaires comme en témoigne la comparaison suivante entre ces différentes méthodes.

a) Hedley et al (2005)

Dans cette approche, Hedley améliore la méthode d'Hochberg, en établissant la relation entre la réflectance NIR et visible à partir de zones sélectionnées dans l'image contenant des pixels plus ou moins affectés par le glint. Ces zones sont choisies en assumant une réflectance sous marine constante et une réflectance marine faible, c'est à dire, des zones d'eaux profondes. Pour chacune des bandes, une relation linéaire est établie entre la réflectance dans le NIR et dans la bande sélectionnée, à partir des pixels de l'ensemble des régions (Figure 6.8).

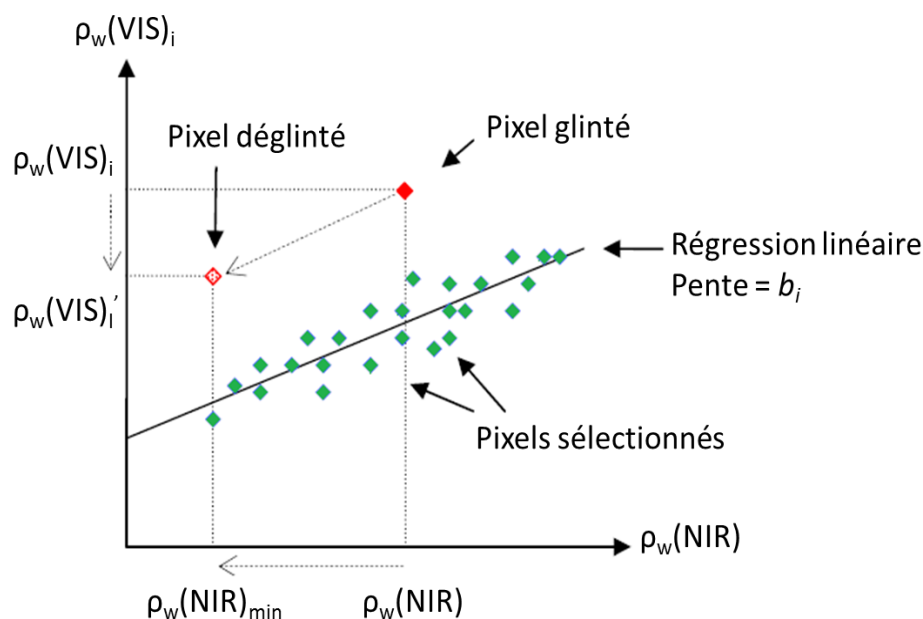


Figure 6.8. Représentation graphique de la méthode d'Hedley (Source : Kay et al., 2009)

On commence d'abord par sélectionner des régions de pixels. Puis à partir de ces pixels, le minimum de la réflectance NIR est déterminée ($\rho_w(NIR)_{min}$). Pour chaque bande dans le visible ($\rho_w(VIS)_i$), une régression linéaire est effectuée entre la valeur du pixel dans le NIR ($\rho_w(NIR)$) et sa valeur dans le visible. La valeur du pixel déglinté est obtenu en faisant la différence entre la valeur du pixel dans le visible et le produit de la pente, b_i , par la différence entre $\rho_w(NIR)$ et $\rho_w(NIR)_{min}$:

$$\rho_w(VIS)_i' = \rho_w(VIS)_i - b_i(\rho_w(NIR) - \rho_w(NIR)_{min})$$

Etant donné que la sélection des zones est faite par l'utilisateur, il n'est pas nécessaire de masquer les zones non-marines au préalable. Cette méthode est donc plus robuste aux valeurs aberrantes pouvant être causées par des pixels d'eau peu profondes ou turbides. Cette méthode est normalement appliquée après les corrections atmosphériques, bien que si l'atmosphère est uniforme sur l'image, la méthode peut être appliquée avant. En effet, sous l'effet des aérosols, le nuage de points sera soit plus haut ou plus bas mais la pente quant à elle va rester constante. Au contraire, si les conditions atmosphériques varient sur l'image, la pente sera affectée, mélangeant ainsi les effets des aérosols et du glint sur la réflectance marine.

b) Lyzenga et al (2006)

L'approche de la méthode de Lyzenga diffère de celle d'Hedley par le fait que la covariance entre chaque bande du visible et la bande NIR est calculée. Comme pour Hedley, l'utilisateur détermine des zones de pixels contaminés au dessus d'eaux profondes. Mais au lieu d'établir une relation linéaire, Lyzenga utilise la formulation suivante :

$$cov(i, j) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N L_{in} L_{jn} - \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N L_{in} \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N L_{jn}$$

où i fait référence à la bande visible, j la bande dans le NIR, N est le nombre de pixels sélectionnés. La covariance est ensuite divisée par la variance dans le NIR.

$$r_{ij} = \frac{cov(i, j)}{var(j)}$$

Le pixel corrigé est obtenu par la relation suivante :

$$\rho_w(VIS)_i' = \rho_w(VIS)_i - r_{ij}(\rho_w(NIR) - \rho_w(NIR)_{moy})$$

Contrairement à Hedley, Lyzenga utilise la valeur moyenne calculée à partir des pixels sélectionnés plutôt que la valeur minimum. A noter que r_{ij} et b_i ont la même valeur, ceci s'explique par le fait que b_i est calculée par la méthode des moindres carrés. Enfin, il existe une autre version de cette méthode, utilisant la valeur modale plutôt que la moyenne (Joyce, 2004).

c) Goodman et al., (2008)

Basée sur les travaux de Lee et al., (1999), la méthode de Goodman corrige pixel par pixel. Le principe consiste à soustraire à chacune des bandes, la réflectance NIR (ρ_w 750 nm), mais un offset indépendant de la longueur d'onde, Δ , est également ajouté :

$$\rho_w(VIS)_i' = \rho_w(VIS)_i - \rho_w(750) + \Delta$$

Δ est calculé par le produit de la somme de deux constantes avec la différence entre les valeurs de réflectance à 640 et 750 nm.

$$\Delta = 0.000019 + 0.1(\rho_w(640) - \rho_w(750))$$

Les valeurs de 0.0019 et 0.1 ont été calculées par Goodman pour AVIRIS et nécessitent d'être recalculées pour chaque satellite. Ces constantes forcent la réflectance NIR à être proche de 0 mais lui permettent d'être au dessus de 0 dans le cas d'eaux peu profondes.

d) Kutser et al., (2009)

Kutser et al. ont proposé une méthode différente, suggérant que l'intensité du glint est proportionnelle à la profondeur du paramètre d'absorption de l'oxygène à 760 nm, D :

$$D = \frac{\rho_w(739) + \rho_w(860)}{2} - \rho_w(760)$$

Les bandes à 739 et 860 étant en dehors de la bande d'absorption de l'oxygène à 760 nm, la moyenne de leur réflectance permet d'obtenir une valeur de réflectance sans la présence d'oxygène. Lorsque la valeur de D est égale à 0, le pixel est considéré comme sans sun glint. Pour chaque pixel, la valeur de D est normalisée en divisant cette valeur par la valeur maximale de D, trouvée au dessus d'eaux profondes. Cette valeur maximale est assimilée à la valeur maximale du sun glint.

$$D_{norm} = \frac{D}{D_{max}}$$

La variation spectrale du glint, $G(\lambda)$, est calculée en faisant la soustraction entre la valeur de réflectance NIR correspondant au pixel le plus brillant (plus forte valeur de D) et la la valeur du pixel le plus sombre (plus petite valeur de D), trouvée parmi les pixels d'eaux profondes.

$$G(\lambda) = \rho_{w_{brillant}}(\lambda) - \rho_{w_{sombre}}(\lambda)$$

Le produit de D_{norm} et de $G(\lambda)$ donne la quantité de glint pour chaque pixel pour chaque bande. Cette valeur est ensuite soustraite de la réflectance du pixel non corrigé :

$$\rho_w(VIS)_i' = \rho_w(VIS)_i - G(\lambda)D_{norm}$$

Cette méthode nécessite néanmoins d'avoir des bandes proches de 760 nm (capteurs hyperspectraux).

Après une description des méthodes de correction, il s'agit maintenant de les appliquer et de voir les différents effets sur les images haute résolution spatiale.

6.3. Application des méthodes de correction du sunglint à l'imagerie haute résolution spatiale

6.3.1. Application au capteur Pléiades

6.3.1.1. Pléiades

Le système Pléiades est une constellation de deux satellites THRS, Pleiades-1A, lancé le 17 décembre 2011 et Pleiades-1B, lancé le 2 décembre 2012. Chaque satellite est équipé d'une camera CCD, appelé HiRi, capable d'acquérir des images d'une résolution spatiale de 0.70 m au nadir, en panchromatique et 2.80 m en multispectral, pour des images d'une surface égale à 20 km. La disponibilité des deux satellites permet une résolution temporelle égale à 1 jour pour tout endroit du globe. Pléiades est également un capteur très agile et peut subir une rotation de $\pm 47^\circ$ en tenant compte des conditions de visée.

Pléiades compte 4 bandes en multispectral, d'une largeur de 120 nm (Tableau VI.2 ; Figure 6.9). Le ratio signal sur bruit (SNR) est égal à 150 dans le visible et 190 dans le NIR.

Tableau VI.2. Description des bandes du capteur Pléiades.

Mode	N° bande	Bande spectrale
Multispectral	1	430 – 550 nm (bleu)
	2	490 – 610 nm (vert)
	3	600 – 720 nm (rouge)
	4	750 – 950 nm (PIR)
Panchromatique	P	480 – 830 nm

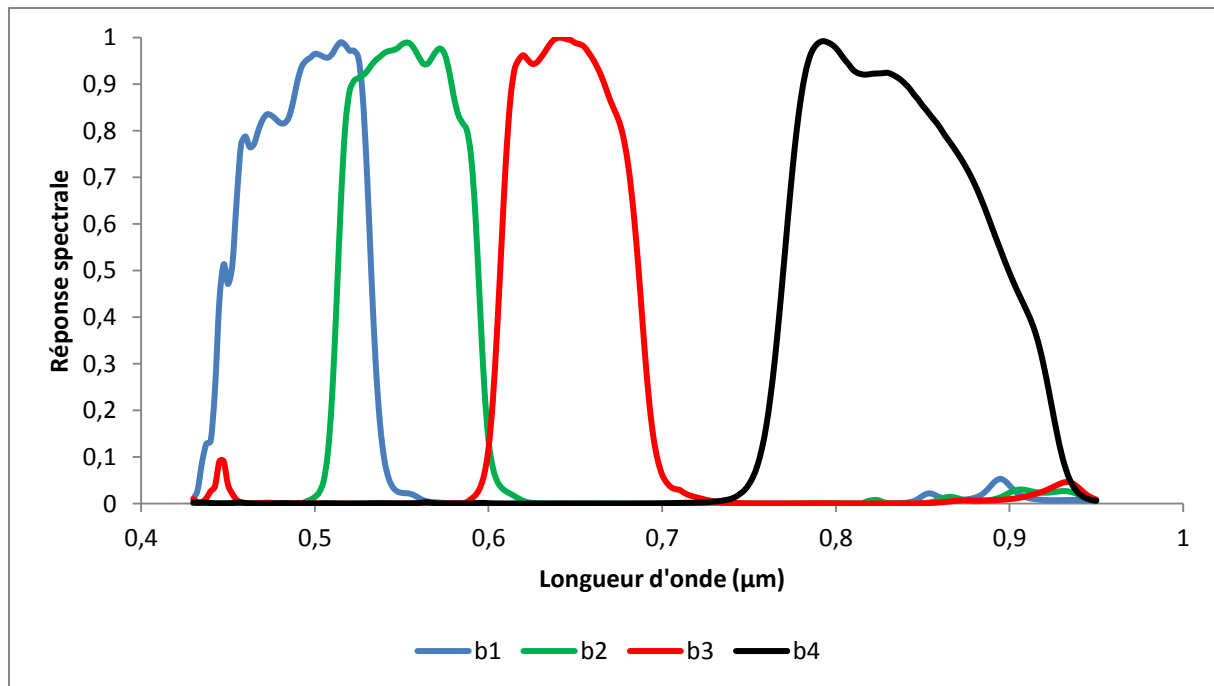


Figure 6.9. Sensibilité spectrale des bandes Pléiades (Source : CNES).

L'image utilisée dans cette étude est une image Pleiades-1b, orthorectifiée, acquise au-dessus du Bassin d'Arcachon, le 31/07/2013 à 11h19 UTC. Le sun glint est bien visible sur l'image comme en témoigne la figure 6.2. Les corrections atmosphériques ont été appliquées en utilisant la méthode décrite au chapitre précédent.

6.3.1.2. Comparaison des méthodes

Pour cette étude, les méthodes de Hedley et al., (2005), Lyzenga et al., (2006) ainsi qu'une simple méthode consistant à soustraire la réflectance NIR aux autres bandes Gao et al. (1993, 2000, 2007), ont été écrites sous Matlab et/ou sous ENVI. Les méthodes ont été appliquées pour chacune des bandes Pléiades situées dans le visible. La méthode de Goodman et al., (2008) n'a pas été utilisée car la méthode pour calculer les coefficients n'est pas claire et ceux-ci n'ont pu être ainsi recalculés pour Pléiades.

Pour les méthodes d'Hedley et de Lyzenga, les pixels d'eaux profondes contenant plusieurs niveaux de sun glint ont été sélectionnés à partir de la bande NIR de Pléiades (rectangle blanc, Figure 6.10, gauche), puis les réflectances marines correspondantes ont été extraites pour les bandes VIS et NIR afin d'établir les relations linéaires et calculer le coefficient de pente (Figure 6.10, droite). Enfin, les valeurs NIR moyennes et minimum ont été calculées. Pour la dernière méthode, pour chacune des bandes VIS, la réflectance NIR a été déduite.

Deux sous-échantillons de l'image contaminés par le glint ont été extraits afin de comparer visuellement les effets de chacune des méthodes. Puis afin de quantifier l'effet de chacune des méthodes, un transect a été tracé au milieu des pixels contaminés et les réflectances ont été extraites avant et après corrections. Les profils de réflectance ont été tracés et quelques statistiques associées ont été calculées.

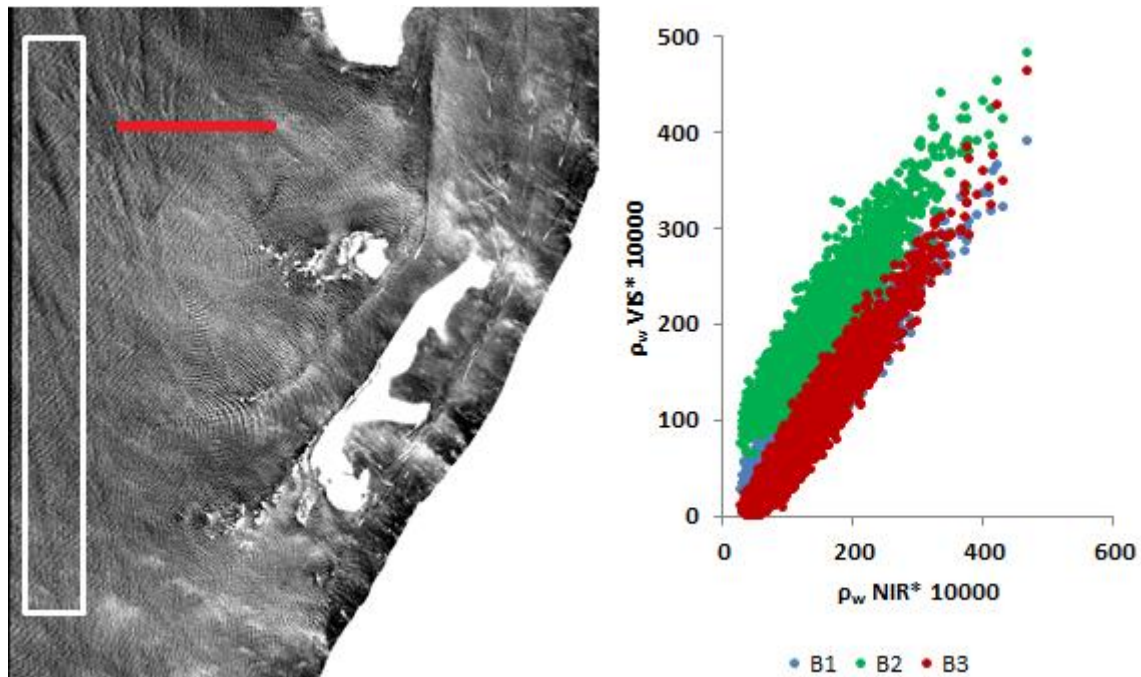


Figure 6.10. Sélection des pixels d'eaux profondes à partir de la bande NIR Pléiades (gauche), détermination de la pente à partir des pixels sélectionnés (droite).

Enfin, le bruit environnemental de l'image, calculé avec la méthode de Wettle et al., (2004), avant et après correction a aussi été comparé.

6.3.1.3. Résultats

1. Comparaison visuelle

Les résultats de l'analyse visuelle pour les deux zones sélectionnées sont présentés dans la Figure 6.11. Un même contraste a été respecté afin de ne pas biaiser l'analyse. Les méthodes testées montrent des performances similaires pour la réduction du glint. En effet, dans les deux cas, les pixels qui apparaissaient brillants sur l'image non corrigées ne le sont plus une fois les corrections appliquées. Par contre, des différences apparaissent au niveau du

contraste de l'image, notamment avec la méthode qui soustraie la réflectance NIR, où l'image apparaît beaucoup plus sombre par rapport aux méthodes utilisant une régression linéaire.

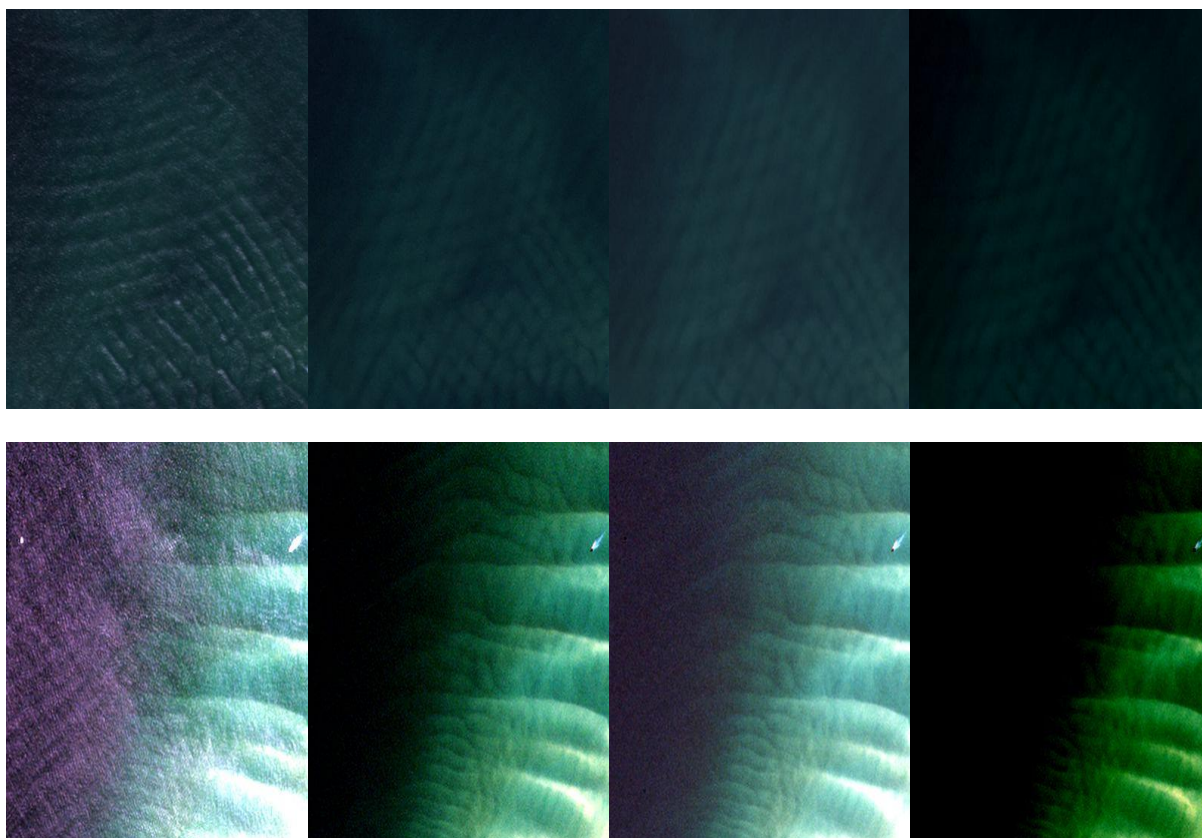


Figure 6.11. Composition colorée couleur naturelle de l'image Pléiades avant correction (figure de gauche) puis respectivement, corrigée selon la méthode de Hedley, Lyzenga et enfin la méthode NIR, pour chaque échantillon choisi.

Ces méthodes ont également un effet sur les pixels émergés, les rendant inutilisables pour toute utilisation ultérieure.

2. Comparaison spectrale

Afin de comparer l'impact des méthodes sur la réflectance marine, un transect a été tracé (Figure 6.10) dans une zone de l'image impactée par le sun glint (eaux profondes optiquement homogène), et les réflectances associées avant et après corrections ont été relevées. La taille du transect est de 100 pixels environ, permettant ainsi d'afficher différents niveaux de sun glint. La Figure 6.12 montre la réflectance marine de chacune des bandes, le long du transect, pour l'image non corrigée.

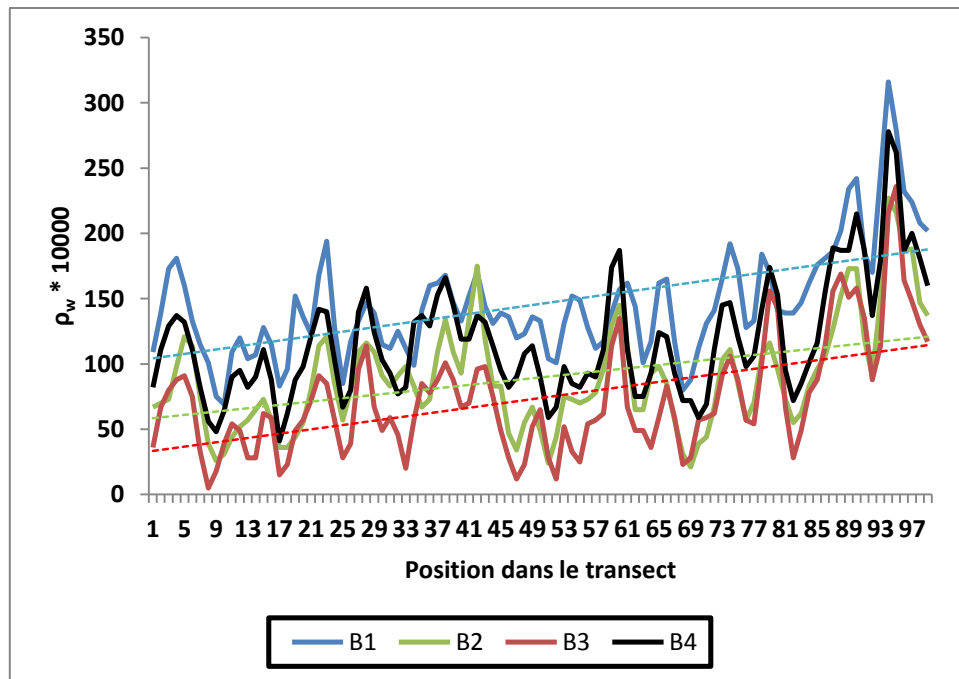


Figure 6.12. Variations de la réflectance le long du transect pour les 4 bandes Pléiades.

Les profils de réflectance le long du transect pour chacune des quatre bandes Pléiades montrent une réflectance croissante de la gauche vers la droite. Cette croissance indique que la zone sur la droite de notre transect est plus contaminée que les autres. On note également les fortes variations des réflectances avec des valeurs variant de 69 à 316 pour la bande bleue (B1) par exemple. Pour chaque profil, la régression linéaire le long du profil a été tracée en pointillés. S'il n'y avait pas de contamination par le sun glint, cette régression devrait être en théorie quasi plate. Le tableau VI.3 présente les principales statistiques calculées pour chacune des bandes le long du transect. Comme indiqué par les profils de spectre, les écart-types (environ 40) et pentes (>0.6) ont des valeurs assez fortes pour des eaux profondes et optiquement homogènes.

Tableau VI.3. Statistiques pour les 4 bandes Pléiades le long du transect pour l'image non corrigée.

	Moyenne	Ecart-Type	Min.	Mode	Max.	Pente
B1	146	43	69	139	316	0.85
B2	90	42	21	73	227	0.64
B3	74	44	5	49	236	0.83
B4	118	44	41	82	278	

Les résultats issus du tableau VI.3 vont servir de base pour évaluer l'impact des différentes méthodes de correction du sun glint.

a) Méthode Hedley

La figure 6.13 présente les spectres de réflectance le long du transect pour les bandes dans le visible après que la méthode Hedley ait été appliquée. La correction ne s'appliquant pas à la bande NIR, elle n'a pas été reportée pour faciliter la lisibilité. Par rapport à l'image non corrigée, la variation des spectres est lissée, avec des valeurs variant entre 55 et 137 pour la bande verte. De plus, les lignes pointillées montrent une pente du profil quasi nulle.

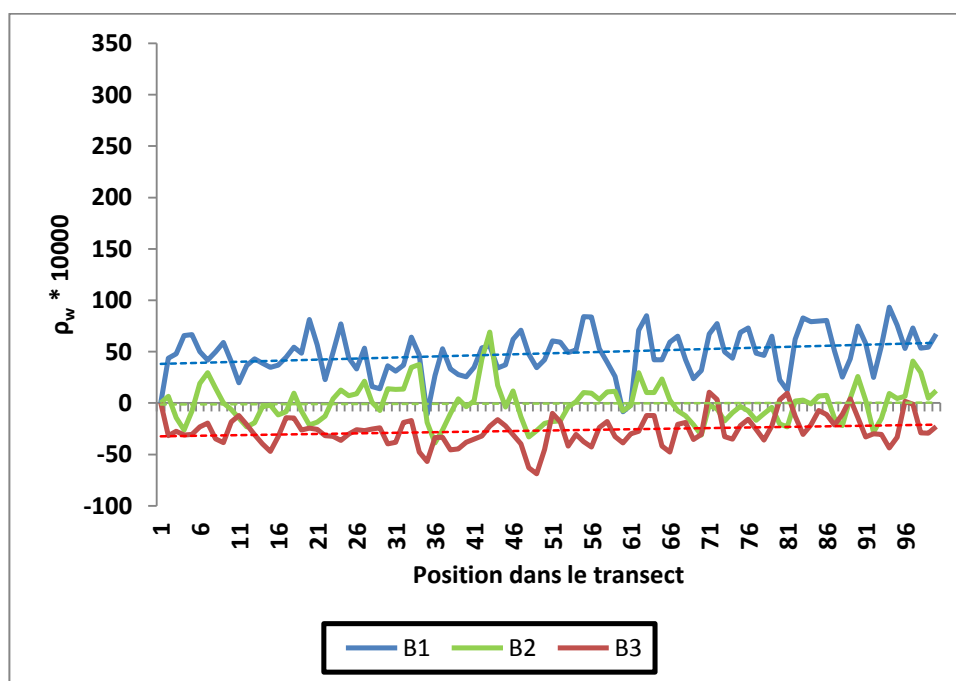


Figure 6.13. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Hedley.

Les statistiques obtenues après la méthode Hedley sont données dans le tableau VI.4. Les valeurs d'écart-type sont plus faibles (21 contre 43 pour la bande B1) ainsi que la valeur des pentes (0.20 contre 0.85 pour la bande B1). Les réflectances corrigées pour les bandes verte et rouge sont en majorité négatives, ce qui traduit une surcorrection des effets du sun glint.

Tableau VI.4. Statistiques pour les bandes Pléiades le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Hedley.

	Moyenne	Ecart-Type	Min.	Mode	Max.	Pente
B1	49	21	-11	56	93	0.20
B2	-0.4	18	-39	-26	69	0.02
B3	-27	14	-69	-33	11	0.12

b) Méthode Lyzenga

La figure 6.14 présente les résultats obtenus avec la méthode Lyzenga. Comme avec la méthode Hedley, les spectres apparaissent plus lissés, avec des pentes également faibles. Par contre, les spectres apparaissent beaucoup moins décalés vers le bas par rapport à la méthode Hedley, ce qui est normal car ici la moyenne est utilisée plutôt que la valeur minimale, donc la correction est moins forte.

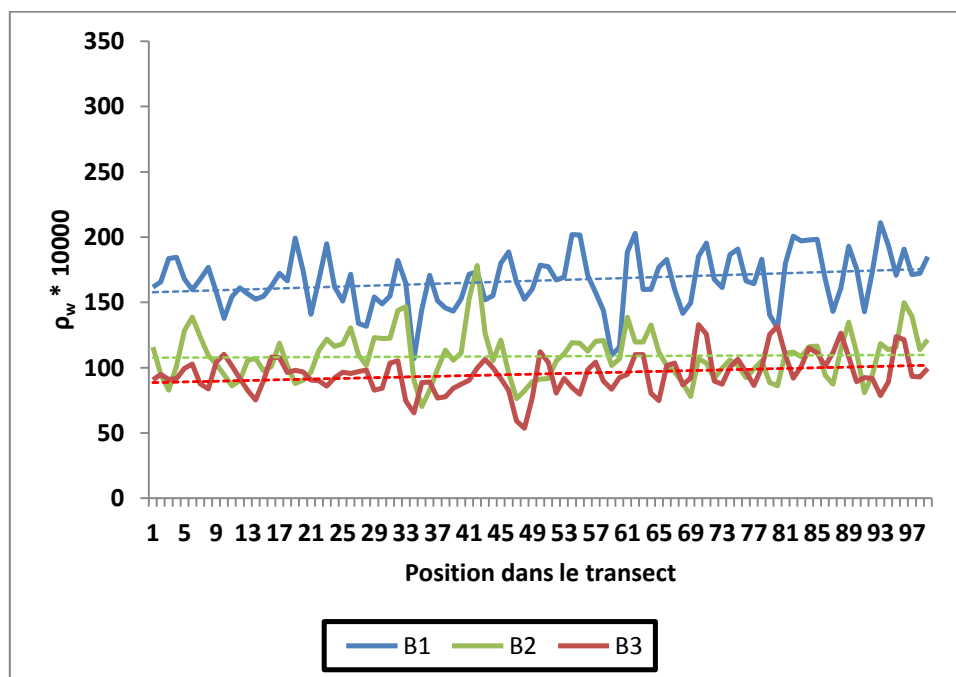


Figure 6.14. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Lyzenga.

Les statistiques obtenues avec la méthode Lyzenga sont données dans le Tableau VI.5. Les valeurs d'écart-type sont identiques avec celles obtenues avec la méthode Hedley (21, pour la bande B1), les valeurs de pente sont quasi égales avec des petites différences pour la bande bleue et rouge. Par contre, il n'y pas plus de valeurs de réflectances négatives.

Tableau VI.5. Statistiques pour les bandes Pléiades le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Lyzenga.

	Moyenne	Ecart-Type	Min.	Mode	Max.	Pente
B1	167	21	107	174	211	0.18
B2	109	18	70	83	178	0.02
B3	95	14	54	90	133	0.14

c) Méthode NIR

Les résultats obtenus après correction avec la méthode NIR sont présentés par la figure 6.15. Comme avec les autres méthodes, les spectres apparaissent également plus lissés, avec des pentes négatives pour l'ensemble des 3 bandes. De plus, deux spectres sur les 3 (B1 et B3) affichent une majorité de réflectances négatives, traduisant une sur corrections plus marquée par rapport aux méthodes précédentes.

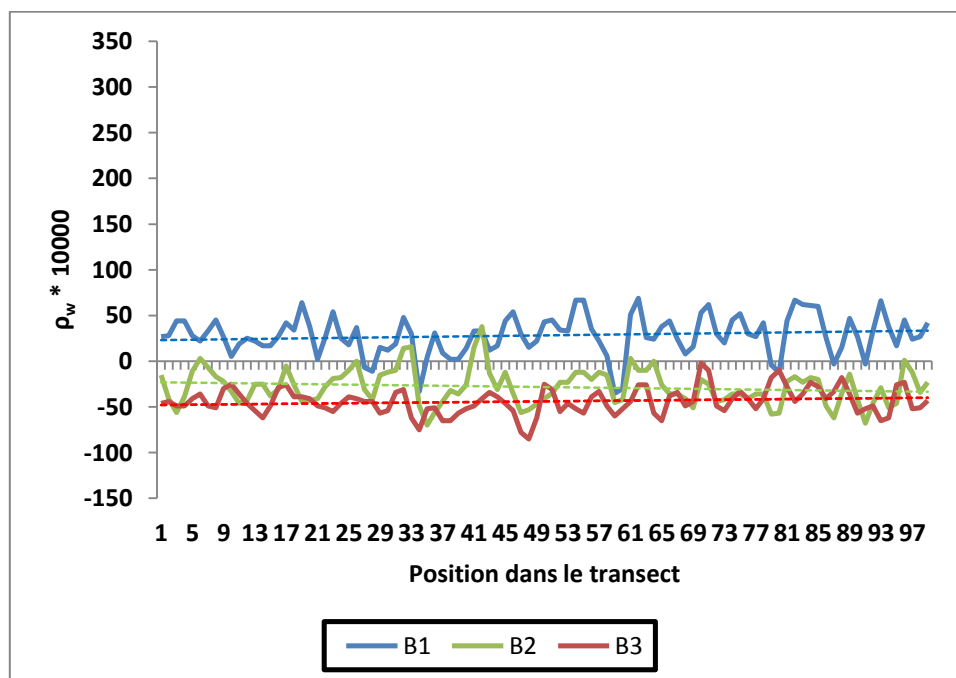


Figure 6.15. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode NIR.

Dans le tableau VI.6, sont présentées les statistiques calculées pour la méthode NIR. La valeur des écart-types est comparable à celles obtenues avec les autres méthodes (22 contre 21 pour Lyzenga, pour la bande B1), cependant les valeurs de pente pour les bandes sont plus faibles (0.10 contre 0.20 avec la méthode Lyzenga, pour la bande B1) et on retrouve comme avec la méthode Hedley des réflectances négatives.

Tableau VI.6. Statistiques pour les bandes Pléiades le long du transect pour l'image corrigée par la méthode NIR.

	Moyenne	Ecart-Type	Min.	Mode	Max.	Pente
B1	28	22	-35	17	69	0.10
B2	-28	19	-70	-41	38	-0.10
B3	-44	14	-85	-49	-2	0.08

3. Comparaison des niveaux de bruit

Le bruit environnemental (environmental noise-equivalent reflectance difference), $NE\Delta r_{rs}$ est une mesure permettant d'estimer le bruit inhérent à une image. Sa valeur est définie comme l'écart-type des valeurs de réflectance sous la surface (r_{rs}) calculée sur une zone de pixels d'eaux profondes optiquement homogène (Brando et Dekker, 2003 ; Wettle et al., 2004). Pour calculer la réflectance sous la surface, l'équation suivante est utilisée (Gordon et al., 1988) :

$$r_{rs} = \frac{R_{rs}}{n_0 + n_1 R_{rs}}$$

avec n_0 et n_1 , deux constantes permettant la prise en compte des effets de l'interface air-eau sur le signal radiométrique. Pour calculer, le bruit environnemental, la méthode décrite par Wettle et al (2004) a été utilisée. Cette méthode calcule à partir d'une fenêtre de pixels dont la taille N croît ($N \times N = 3 \times 3, 5 \times 5, 7 \times 7 \dots N_{end} \times N_{end}$), l'écart-type, σ_N , de r_{rs} à l'intérieur de chaque fenêtre :

$$\sigma_N = \sigma(N \times N)$$

Puis, une régression linéaire entre σ_N et N est tracée. La valeur de la pente de la régression, m_0 , est alors considérée comme une mesure de la convergence de l'écart-type vers une limite asymptotique. Afin de pouvoir comparer des images de différentes résolutions, la valeur normalisée de la pente peut être utilisée :

$$m_{rel} = \frac{m_0}{\sigma_{start}}$$

m_{rel} est ainsi calculée pour chaque bande et une valeur moyennée est alors utilisée pour comparer les images :

$$m_{ALC} = \frac{\sum_{b=1}^{N_b} m_{rel_b}}{N_b}$$

La Figure 6.16 présente un exemple de profil obtenu avec l'image non-corrigée, pour une fenêtre atteignant les 30x30 pixels. Les valeurs de pente moyennée pour l'image non – corrigée et après corrections sont données dans le tableau VI.7. Les résultats indiquent une forte diminution du bruit après correction, cela est notamment dû au fait que les pics de réflectance causés par le sun glint ont été lissés et que donc l'écart-type entre un pixel sain et contaminé est beaucoup plus faible après correction.

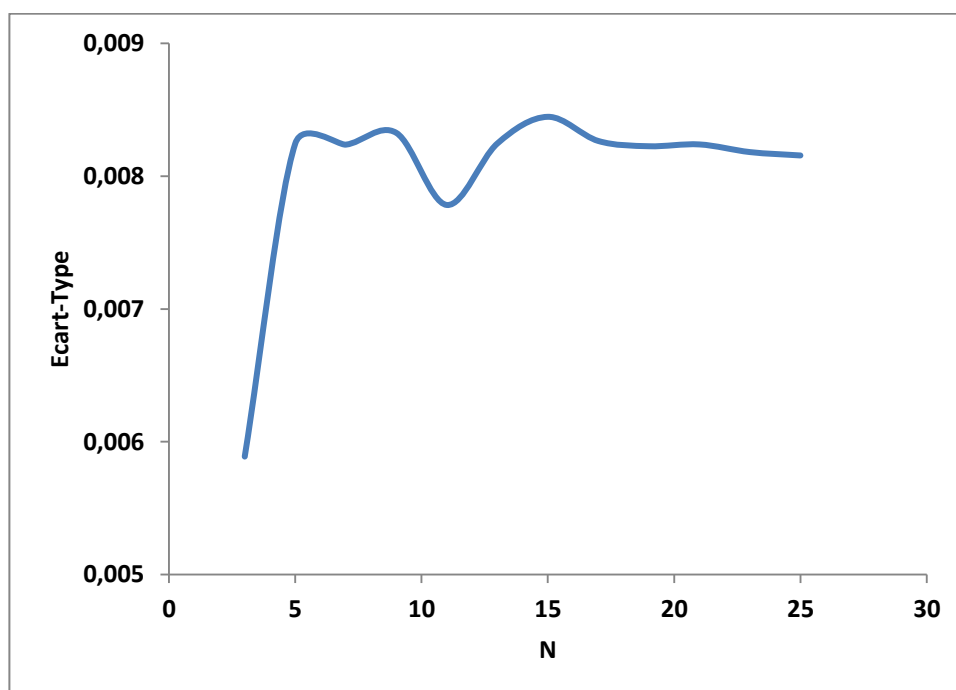


Figure 6.16. Variation de l'écart-type de ρ_w dans une zone d'eau profonde en fonction du nombre de pixels (N).

Tableau VI.7. Comparaison des niveaux de bruit avant et après correction.

	Non-corrigé	Hedley	Lyzenga	NIR
Bruit	0.00845	0.00002	0.00005	0.00011

Après avoir évalué les effets des corrections du glint sur le capteur Pléiades, l'étude a été portée pour le capteur Landsat 8 dont les principales différences résident dans la résolution spatiale (30 m contre 2 m) et le fait que les images L8 sont acquises au nadir ce qui doit normalement contribuer à limiter les effets du glint sur la réflectance.

Les résultats ont montré d'une part les effets notables du sun glint à la fois visuels, avec l'apparition de pleins de pixels brillants sur l'image et physiques, causant des variations

importantes de la réflectance dans le visible et dans le proche-infrarouge. Pour corriger ces effets, nous avons utilisé des méthodes standards utilisant l'information dans le proche infrarouge afin d'estimer la contribution du sun glint dans le visible. Après application de chacune des méthodes, nous avons pu voir une amélioration de l'image au niveau visuel ainsi qu'une réduction du niveau de bruit de l'image. De plus, nous avons pu observer une réduction des effets du sun glint le long d'un transect. Néanmoins, certaines méthodes ont tendance à sur-corriger le sun glint conduisant à des réflectances négatives, c'est le cas des méthodes Hedley et des méthodes visant à soustraire le NIR aux bandes du visible. Ces problèmes n'ont pas été rencontrés avec la méthode Lyzenga, qui semble la plus robuste dans notre étude.

6.3.2. Application au capteur LANDSAT 8

Dans cette partie, nous nous sommes intéressés au capteur Landsat 8 dont l'angle de visée est au nadir et dont la résolution spatiale de 30 m est plus de dix fois inférieurs à celle de Pléiades et les effets du sun glint pour ces capteurs sont en général ignorés. Le fait d'être au nadir rend les effets du sun glint moins perceptibles sur l'image, de plus cette information est moyennée du fait de la taille du pixel, ainsi nous n'avons pas procédé à une analyse visuelle mais nous sommes passés directement à l'analyse au niveau de la réflectance marine.

1. Comparaison spectrale

Le même protocole utilisé précédemment a été suivi, à savoir un transect en eaux optiquement profondes a été tracé et les réflectances marines associées ont été relevées. Les résultats pour l'image non corrigée des effets du sun glint sont présentés par la figure 6.17. Comme pour l'image Pléiades, les spectres sont caractérisés par des pics et des creux témoignant de l'impact du sun glint. Néanmoins, l'amplitude de ces variations est moins forte par rapport à celles mesurées sur l'image Pleiade. Par exemple pour la bande verte, on a une réflectance marine variant entre 134 et 151 alors que pour Pléiades, on avait une variation entre 69 et 316. Le profil de pente pour la pente bleue apparaît légèrement positif comparés aux deux autres bandes.

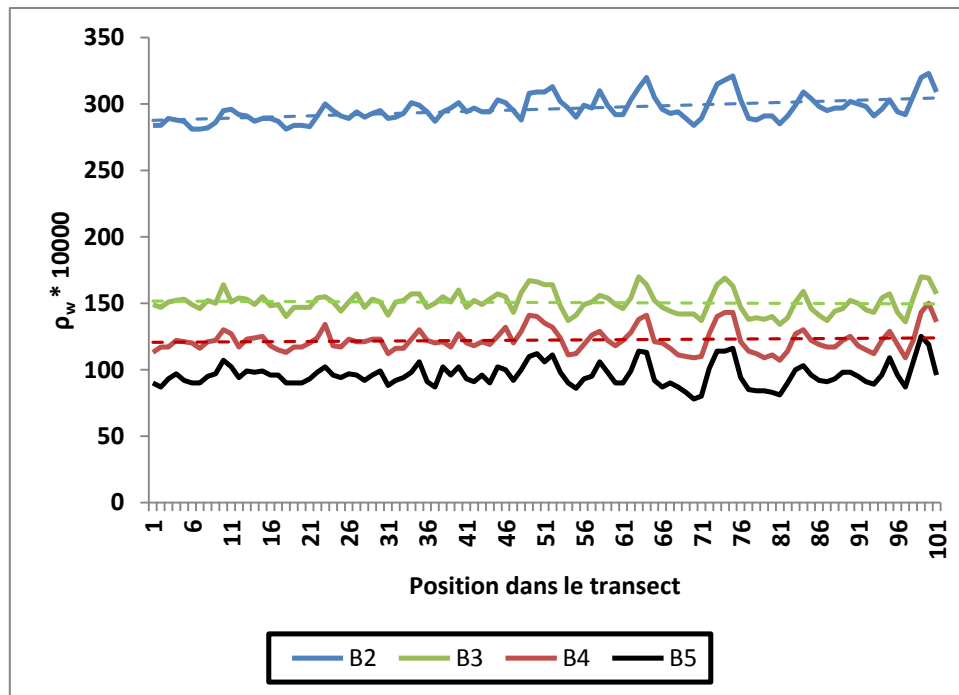


Figure 6.17. Variations de la réflectance le long du transect pour les 4 bandes L8.

Les statistiques calculées pour chacune des bandes sont données dans le tableau VI.8. Les valeurs pour les écart-types (8.1 contre 52.3 pour la bande verte) et les pentes (-0.02 contre 0.46) ont des valeurs plus faibles que celles trouvées avec l'image Pléiades.

Tableau VI.8. Statistiques pour les 4 bandes L8 le long du transect pour l'image non corrigée.

	Moyenne	Ecart-Type	Min.	Mode	Max.	Pente
B2	296	9	281	289	323	0.17
B3	151	8	134	151	170	-0.02
B4	122	9	107	117	150	0.03
B5	96	9	78	90	125	

a) Méthode Hedley

Les résultats obtenus après application de la méthode d'Hedley sont donnés par la figure 6.18. Les spectres de réflectance apparaissent plus lissés, les forts pics ont notamment disparu. Pour la bande verte, les réflectances varient entre 121 et 138 alors qu'elles variaient entre 134 et 170 pour l'image non corrigée. Les statistiques correspondantes sont données dans le tableau VI.9. Les écart-types sont plus faibles (3.8 contre 8.1, pour la bande verte), témoignant de la diminution des effets du sun glint. Parallèle à cela, les coefficients de pente sont également plus faibles (0.15 contre 0.17, pour la bande bleue).

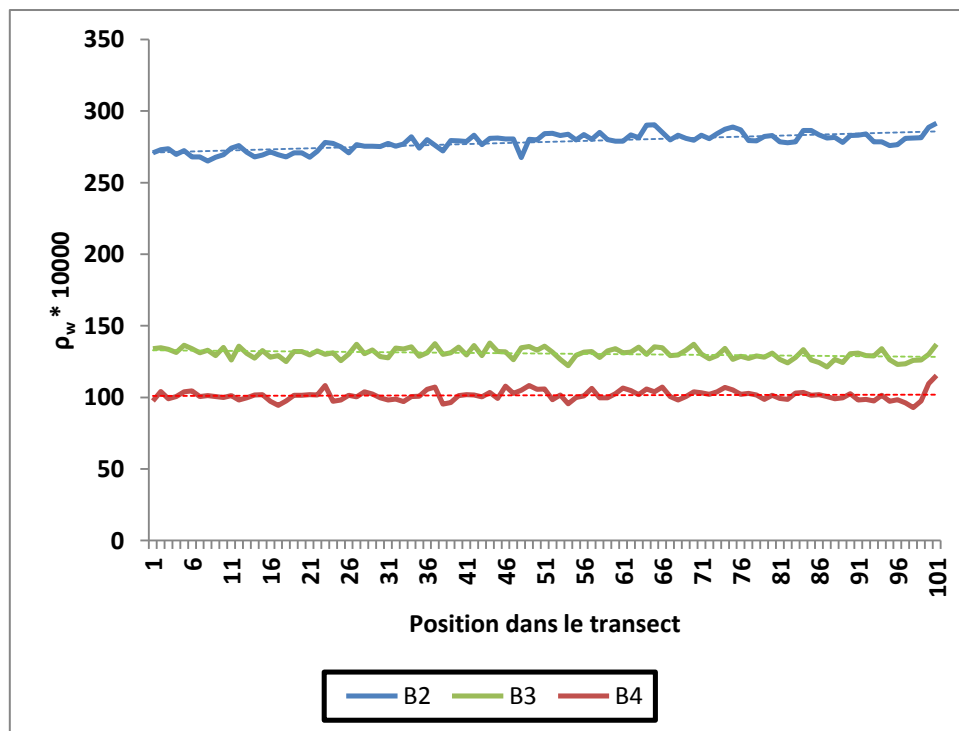


Figure 6.18. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Hedley.

Tableau VI.9. Statistiques pour les 4 bandes L8 le long du transect après correction avec la méthode Hedley.

	Moyenne	Ecart-Type	Min.	Mode	Max.	Pente
B2	278	6	265	271	291	0.15
B3	131	4	121	134	138	-0.04
B4	101	4	93	104	115	0.01

b) Méthode Lyzenga

Les résultats obtenus avec la méthode Lyzenga sont donnés dans la figure 6.19. Visuellement, les résultats obtenus sont similaires à ceux obtenus avec la méthode Hedley, une diminution des pics et donc, des effets du sun glint. Cependant, la position des profils n'est pas la même et se situe plus haute par rapport aux spectres Hedley, plus proche des profils de réflectance de l'image brute. Ainsi avec la méthodes Lyzenga, on observe des variations de réflectances pour la bande verte entre 141 et 158 alors qu'elles étaient entre 121 et 138 avec la méthode Hedley. Les statistiques calculées sont données dans le tableau VI.10. Comme avec l'image Pleiade, les écart-types entre les deux méthodes sont identiques, égaux à 3.8.. La différence majeure réside dans les valeurs des réflectances moyennes : celles-ci sont

beaucoup plus proches de l'image brute que celles obtenues après la méthode Hedley (296 contre 278, pour la bande verte pour une valeur moyenne d'image de base égale à 296).

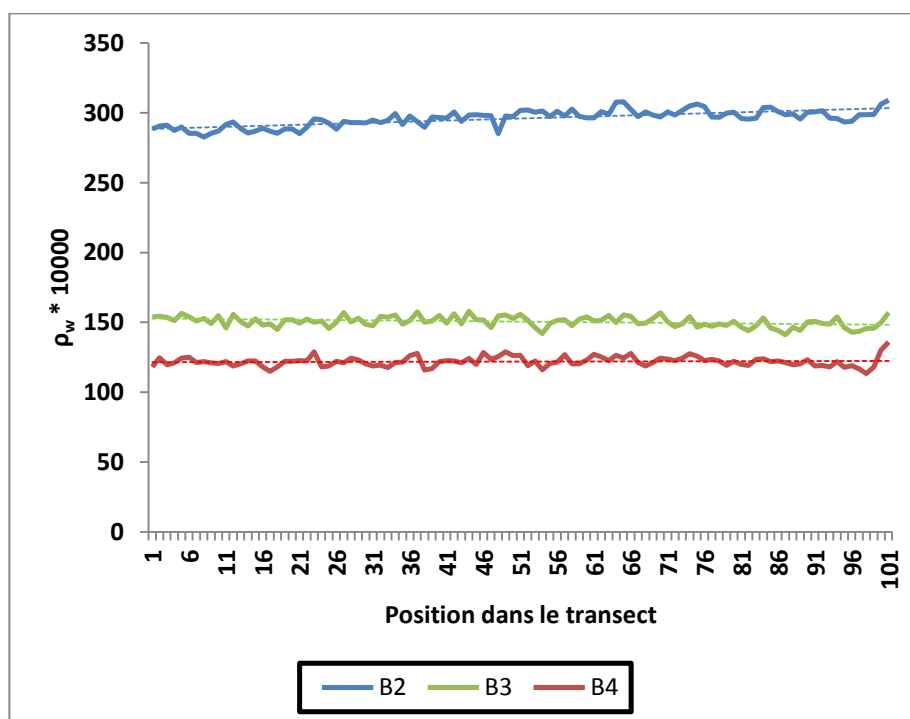


Figure 6.19. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode Lyzenga.

Tableau VI.10. Statistiques pour les 4 bandes L8 le long du transect après correction avec la méthode Lyzenga.

	Moyenne	Ecart-Type	Min.	Mode	Max.	Pente
B2	296	6	283	288	309	0.15
B3	151	4	141	154	158	-0.04
B4	122	4	113	124	136	0.01

c) Méthode NIR

Les résultats obtenus avec la méthode NIR sont donnés dans la figure 6.20. Visuellement, les résultats obtenus sont similaires à ceux obtenus avec les autres méthodes, Cependant, la position des profils n'est pas la même et se situe plus bas qu'avec les deux autres méthodes, traduisant une correction plus importante qu'avec les deux précédentes méthodes. Par exemple, la bande verte se situe entre 45 et 64 alors qu'elle se situe entre 141 et 158 avec la méthode Lyzenga. Les statistiques calculées sont données dans le tableau VI.11.

Une nouvelle fois, les valeurs des écart-types sont comparables avec les autres méthodes (4.1 pour 3.8 avec Lyzenga, pour la bande verte). La différence majeure réside dans les valeurs des moyennes : celles-ci sont beaucoup plus basses que l'image brute (pour la bande verte, 200 pour 296 pour l'image brute)

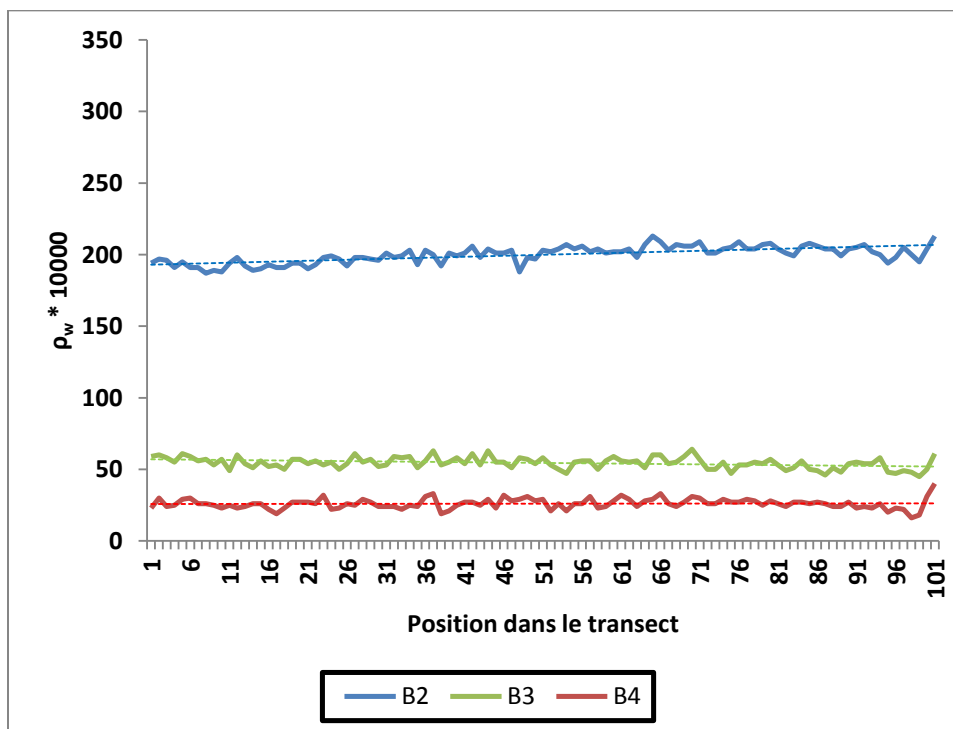


Figure 6.20. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image corrigée par la méthode NIR.

Tableau VI.11. Statistiques pour les 4 bandes L8 le long du transect après correction avec la méthode NIR.

	Moyenne	Ecart-Type	Min.	Mode	Max.	Pente
B1	199.9	5.9	187	204	213	0.14
B2	54.5	4.1	45	54	64	-0.05
B3	26.0	3.6	16	26	40	0.005

2. Comparaison des niveaux de bruit

Le calcul des valeurs de bruit environnemental selon la méthode de Wetle a été effectué pour l'image L8 avant et après correction. Les valeurs sont données dans le tableau VI.12. Les valeurs après correction sont inférieures à la valeur brute. Néanmoins, la différence est moins marquée qu'avec Pleiade.

Tableau VI.12. Comparaison des niveaux de bruit avant et après correction.

	Non-corrigé	Hedley	Lyzenga	NIR
Bruit	0.0007	0.0004	0.0004	0.00005

Nous avons pu voir dans cette partie que le sun glint affectait également les images L8, même si les effets sont moins marqués qu’avec le capteur Pléiades, notamment dû au fait que L8 a un angle de visée égal à 0 contrairement à Pléiades. Les méthodes de correction du sun glint appliquées à l’image L8 montrent une réduction du sun glint. Une nouvelle fois, de meilleurs résultats sont trouvés avec la méthode Lyzenga qui est plus conservatrice en terme de réflectance par rapport à l’image brute.

6.3.3. Comparaison entre capteurs

Afin de bien comparer les effets entre les deux capteurs, l’image Pléiades a été dégradé à 30 m pour pouvoir être comparable à L8 en terme de résolution spatiale. Ainsi on pourra juger de l’impact de l’angle de visée sur le sun glint. Pour comparer les deux images, les deux images ont été projetées dans le même système de coordonnées et le même transect a été tracé dans les deux images. Pour chaque image, les réflectances le long du transect ont été relevées. Ces résultats sont présentés dans les figures 6.21.

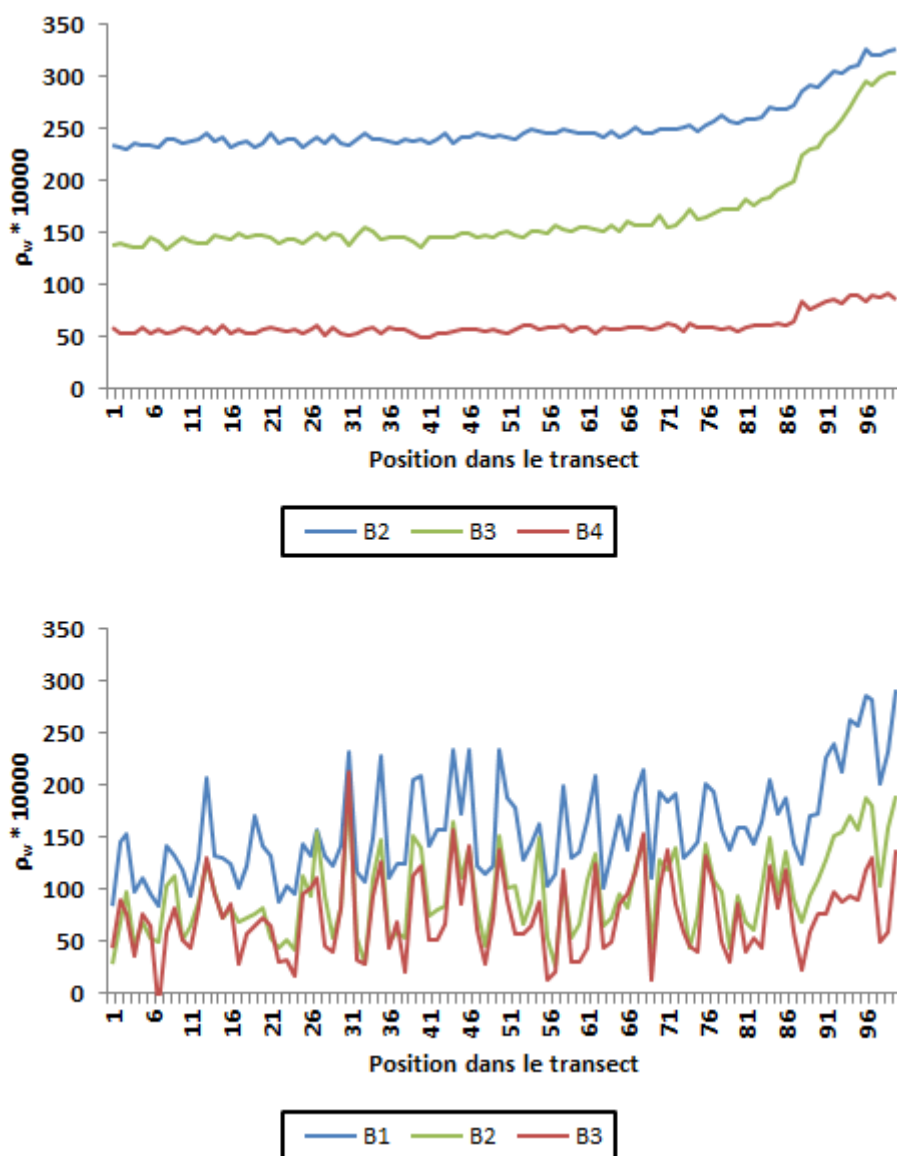


Figure 6.21. Variations de la réflectance le long du transect pour l'image L8 (haut) et Pléiades dégradée à 30 m (bas).

Malgré la dégradation à 30 m, les effets du sun glint restent très perceptibles sur les réflectances le long du transect pour l'image Pléiades (figure 6.20, bas). On observe également des variations de réflectance le long du transect pour l'image L8 (figure 6.21, haut) mais ces variations sont faibles. Bien que les images n'aient pas été acquises le même jour et que les conditions au niveau de l'atmosphère et climatologiques puissent être différentes, on peut néanmoins voir les effets de l'angle de visée sur la perception du sun glint par le capteur. Ainsi une visée au nadir comme L8 va limiter la contribution du sun glint au signal mesuré par le satellite.

6.3 Conclusions

Ce chapitre a permis de décrire et de mettre en évidence l'impact du sun glint sur la réflectance marine à travers l'étude de deux satellites, Pléiades et Landsat 8, dont la résolution spatiale et les conditions d'acquisition sont différentes. Cette étude a permis de mettre en avant l'importance croissante de la contamination par le sun glint avec la résolution spatiale, ainsi il a été mis en avant que les pixels Pléiades, non seulement de part leur résolution spatiale de 2dm mais surtout par un angle de visée de l'ordre de 25° seront plus exposés et contaminés que le capteur Landsat 8 dont la visée est au nadir. Cependant, bien que moins apparent, le sun glint contamine également les scènes Landsat. Pour corriger le glint, trois méthodes ont été testées : deux utilisant une régression linéaire liant les bandes visible à la bande proche-infrarouge, et une méthode consistant à soustraire cette dernière aux autres. Les résultats ont montré que ces méthodes étaient efficaces pour réduire le sun glint à la fois d'un point de vue siuel, du niveau de bruit et au niveau de la réflectance marine à la fois pour Pléiades et Landsat. Parmi ces méthodes, la plus robuste est la méthode Lyzenga, qui réduit les effets du sun glint tout en conservant les profils de réflectance, contrairement aux méthodes Hedley et NIR qui décalent ces profils causant même des réflectances négatives.

Chapitre 7

Estimation de la bathymétrie à partir de capteur THRS

Ce dernier chapitre sera consacré à l'inversion de la réflectance marine en produits marins et en particulier à l'inversion de la bathymétrie par télédétection spatiale. Cette étape est réalisée grâce notamment à un modèle d'inversion semi-analytique.

7.1. De la réflectance marine à la bathymétrie

L'acquisition de données bathymétriques en eaux peu profondes, fiables et régulièrement mise à jour est extrêmement importante et utile pour de nombreuses applications notamment pour le transport maritime, la gestion des zones côtières et la protection des écosystèmes vulnérables comme les récifs coralliens (Andréfouët et al., 2013 ; Andrejev et al., 2011 ; Davidson et al., 2007). La cartographie de la bathymétrie utilise de nombreuses techniques telles que les mesures par échosondeur monté sur bateau, et toute une gamme de techniques d'inversion par télédétection, comprenant les mesures LIDAR, par photographie numérique, vidéo, les mesures aéroportées et spatiales (Dehouck et al., 2010). Ces méthodes permettent d'obtenir une information bathymétrique avec une précision élevée. Par exemple, dans des conditions climatiques idéales et dans des eaux claires, il est possible d'obtenir des bathymétries jusqu'à 50 m de profondeur avec une précision d'environ 15 cm, avec le LIDAR (Gao, 2009). La mesure LIDAR a néanmoins plusieurs limitations comme une étendue géographique limitée, un coût élevé, et des traitements longs et complexes. Il en va de même pour les mesures par échosondeur qui sont coûteuses et peuvent se révéler difficiles dans des zones complexes pour la navigation.

Depuis l'apparition des capteurs satellites, l'inversion de la bathymétrie à partir de mesures multispectrales apparaît comme une alternative aux méthodes traditionnelles. Notamment, avec la multiplication des images THRS gratuites telles que Landsat 8 et Sentinel-2, un intérêt particulier pour ces méthodes est d'actualité. Le faible coût couplé à une importante étendue géographique ainsi que l'accès à des données sur des zones non accessibles par bateau rendent ces méthodes plus attractives que les méthodes plus classiques. Parmi les méthodes d'inversion de la bathymétrie développées au cours des années, la méthode la plus utilisée est celle développée par Lyzenga (Lyzenga, 1978 ; Lyzenga, 2006). Ce modèle physique nécessite de posséder des mesures de bathymétrie in-situ afin de déterminer les paramètres du modèle et par la suite, d'appliquer ce modèle à l'image satellite afin d'obtenir en chaque pixel de l'image, une hauteur d'eau à partir d'une mesure de luminance ou réflectance. La méthode est basée sur le fait que le signal réfléchi du fond est quasiment une fonction linéaire du signal du fond et une fonction exponentielle de la profondeur de

l'eau. Cette méthode a été utilisée à de nombreuses reprises pour différents types d'environnements et pour de nombreux capteurs parmi lesquels on peut citer Worldview, Landsat, IKONOS, QuickBird (Kanno et al., 2011 ; Kanno et Tanaka, 2012 ; Lyzenga, 1978 ; Su et al., 2008 ; Stumpf et al., 2003). Cependant, des problèmes subsistent comme une précision plus faible que les méthodes standards, la nécessité de disposer de données terrain et cette méthode est sensible aux conditions de l'eau et de l'atmosphère. Des méthodes dérivées ont par la suite vues le jour, on peut notamment citer le modèle non-linéaire développé par Stumpf et al. (2003), ainsi que le modèle proposé par Conger et al., (2006). Cependant, les améliorations ne sont pas significatives en termes de résultats (Su et al., 2008). Récemment, Capo et al. (2014) ont développé un modèle semi-analytique, appelé QAB, permettant de retrouver la bathymétrie à part d'imagerie multispectrale. La principale innovation de ce modèle est qu'il ne nécessite aucune donnée terrain. Dans leur article, Capo et al., (2014) ont utilisé le QAB avec des images SPOT 5 afin d'étudier les évolutions morphologiques du bassin d'Arcachon. Ce modèle a depuis fait l'objet d'une adaptation pour le capteur Landsat 8, plus performant en termes de rapport signal sur bruit que SPOT 5. Cette partie a pour but d'étudier la sensibilité du QAB aux variations de ces paramètres et d'étudier les effets des corrections atmosphériques sur ce modèle. Dans un premier temps, nous décrirons le modèle, puis les performances du modèle seront évaluées. Enfin une conclusion de notre étude sera faite.

7.1.1. Le QAB

Le QAB ou “quasi-analytical multispectral model for shallow water bathymetry inversion” est un modèle semi-analytique basé sur la formulation de plusieurs algorithmes, en particulier le modèle QAA développé par Lee et al., (2002) d'où il tire son nom. La hauteur d'eau, H (en m), est exprimée en fonction de plusieurs paramètres tels que le coefficient d'atténuation diffuse, K_d (en m^{-1}), la réflectance du fond, R^B , et la réflectance en eaux profondes, r_{rs}^{dp} . H est ainsi exprimée par :

$$H = \frac{1}{2K} \left[\ln \left(\frac{1}{\pi} R^B - r_{rs}^{dp} \right) - \ln(r_{rs} - r_{rs}^{dp}) \right]$$

avec r_{rs} , la réflectance sub-surface obtenue à partir de la réflectance marine du capteur dans la bande considérée. De cette équation, on comprend donc qu'il reste à déterminer les trois paramètres cités précédemment. Pour cela, le QAB a été divisée en cinq étapes dont la cinquième est optionnelle. Ces étapes sont résumées dans la figure 7.1. Chacune des étapes sera par la suite décrite.

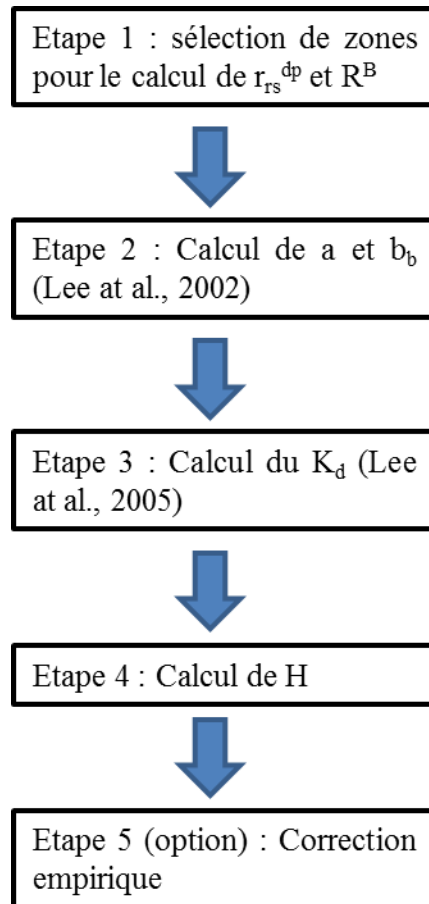


Figure 7.1. Schéma conceptuel du QAB

L'étape 1 consiste à ce que l'utilisateur détermine des zones afin de sélectionner d'une part des pixels d'eau optiquement profonde ainsi que des pixels représentatif du fond (pixels de sables humides). La création de masques au préalable peut faciliter la sélection. Tout d'abord, ρ_w est converti en R_{rs} en divisant chaque pixel par π . Il est important d'éviter tout pixel contaminé par des écumes, des bateaux, du sun glint afin de ne pas surestimer la réflectance marine en eaux profondes, R_{rs}^{dp} . Une fois les zones sélectionnées, une valeur moyenne est calculée. Puis les R_{rs} sont converties en r_{rs} utilisant l'équation de Gordon et al., (1988). Lors de l'étape 2, les coefficients de l'absorption totale ($a(\lambda_0)$) et de rétrodiffusion ($b_b(\lambda_0)$) sont calculés à la longueur d'onde de référence (λ_0). Leurs calculs sont dérivés d'une version adaptée aux capteurs multispectraux du QAA version 5 (Lee et al., 2002). Le calcul de $a(\lambda_0)$ est réalisé grâce à une relation non-linéaire entre $a(\lambda_0)$ et r_{rs}^{dp} à différentes longueurs d'ondes dans le visible.

$$a(\lambda_0) = f(r_{rs}^{dp}(\lambda_i), r_{rs}^{dp}(\lambda_j), \dots)$$

Le coefficient de rétrodiffusion est donné par la relation :

$$u(\lambda_0) = \frac{b_b(\lambda_0)}{a(\lambda_0) + b_b(\lambda_0)} = \frac{-g_0 + \sqrt{g_0^2 + 4g_1 r_{rs}(\lambda_0)}}{2g_1}$$

g_0 et g_1 sont deux constantes.

Après le calcul de ces coefficients, le coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant (K_d) est calculé grâce à la méthode de Lee et al., (2005).

$$K_d = m_0 a(\lambda_0) + m_1 (1 - m_2 e^{-m_3 a(\lambda_0)}) b_b(\lambda_0)$$

où $m_0 \equiv 1 + 0.005\sigma_s$ avec σ_s l'angle zénithal solaire et m_1, m_2, m_3 , sont des constantes.

C'est à l'étape 4 qu'est calculée la hauteur d'eau (H) avec la formule décrite en début de partie. La valeur de K est prise égale à K_d . L'estimation de H va dépendre de trois paramètres : la réflectance en eau profonde va dépendre de la qualité des corrections atmosphériques et de la qualité de l'image (nuages, ombres, effets de surface, ...), la réflectance du fond dépend du type de matériel (sable, vase, ...) et la valeur de K_d va dépendre de la qualité de l'eau (turbidité, concentration en chlorophylle, ...). Les valeurs de K_d et R^B sont assumées constantes sur toute la scène d'étude. Ces postulats représentent des conditions idéales qui sont rarement rencontrées en environnements marins (Su et al., 2014). En particulier, la variation spatiale de l'albédo de fond est plus forte que celle de la qualité de l'eau. Enfin, dans le cas où l'utilisateur dispose de données in-situ, l'étape 5 permet d'établir une correction empirique entre les hauteurs d'eau inversées et mesurées.

7.1.2. Le QAB ajusté pour Landsat

Afin de pouvoir être utilisé avec Landsat 8 et par la suite avec SENTINEL-2, les coefficients du QAB pour le calcul de a , b_b , et K_d , doivent être recalculés car d'une part le nombre de bandes n'est pas le même qu'avec SPOT 5, et la largeur des bandes ainsi que la sensibilité spectrale du capteur vont changer. Le travail pour L8 a été réalisé dans le cadre du stage M2 de Priscilla Coopen, que j'ai co-encadré, qui à partir de données synthétiques (IOCCG, 2006) a déterminé les nouveaux paramètres grâce à un ajustement simple par

moindres carrés. Les principales modifications concernent la formulation pour le calcul de a qui devient :

$$a(\lambda_0) = a_w(\lambda_0) + 10^{p_0 + p_1\chi + p_2\chi^2}$$

avec
$$\chi = \log\left(\frac{2(r_{rs}(blue))}{r_{rs}(\lambda_0) + p_x\left(\frac{r_{rs}(red)}{r_{rs}(blue)}\right)r_{rs}(red)}\right)$$

et $\lambda_0 = 560 \text{ nm}$; $a_w(\lambda_0) = 0.0619 \text{ m}^{-1}$

7.1.3. Méthodologie

L'évaluation du QAB version L8 s'est décomposée en plusieurs étapes. Dans un premier temps, l'image du 1^{er} octobre 2014 a été utilisée car des données de sondages bathymétriques acquises par le SHOM (Service Hydrologique et Océanographie de la Marine) étaient disponibles sur le Bassin d'Arcachon. Ces données ont été acquises avec moins d'un mois de décalage par rapport à la date d'acquisition satellite. L'image a été corrigée des effets de l'atmosphère par la méthode ISAC mais également avec la méthode ACOLITE, L8SR, et THEIA afin d'estimer l'impact des corrections atmosphériques sur l'inversion. De plus, une évaluation du résultat de l'inversion a été faite en faisant varier le K_d d'une part et R^B , d'autre part. Une comparaison des inversions entre capteurs a été également effectuée entre SPOT 5 et L8. Les résultats du QAB L8 ont été également comparés aux résultats trouvés avec la méthode Stumpf, (2003) issue des travaux de Lyzenga,(1978). Pour évaluer ces résultats, les hauteurs d'eau inversées sont comparées aux hauteurs d'eau in-situ, corrigées de la marée à l'heure du passage du satellite. Pour débiter cette analyse, nous nous sommes d'abord intéressés à déterminer la hauteur maximale à partir de laquelle le signal ne peut plus être assimilé à des variations de profondeur où le capteur ne distingue plus le fond. Une fois cette hauteur maximale de validité déterminée, nous avons également évalué l'impact de la résolution d'échantillonnage, étant donné qu'un pixel L8 fait 30 m et que nous avons un point de sonde tous les 10 m (horizontalement). Pour ce faire, nous avons d'abord comparé les résultats obtenus avec toutes les sondes, puis les résultats obtenus avec une valeur moyennée par pixel et enfin après avoir retiré les points dont l'écart-type associé était trop élevé.

7.1.4. Résultats

7.1.4.1. Détermination de la hauteur maximale

Les résultats de l'inversion avec le QAB avant et après détermination de la hauteur seuil sont présentés dans les figures 7.4. Nous n'avons pas utilisé l'étape 5. La figure 7.4 (haut) illustre la comparaison des hauteurs d'eau inversées avec le QAB avec l'ensemble des hauteurs d'eau in-situ corrigées de la marée. La figure 7.2 (bas) est obtenue après choix du seuil. Les statistiques principales telles que le r^2 et la RMSE sont données pour chaque inversion. Les résultats sont présentés en densité de points (rouge = très dense, bleu = faible densité)

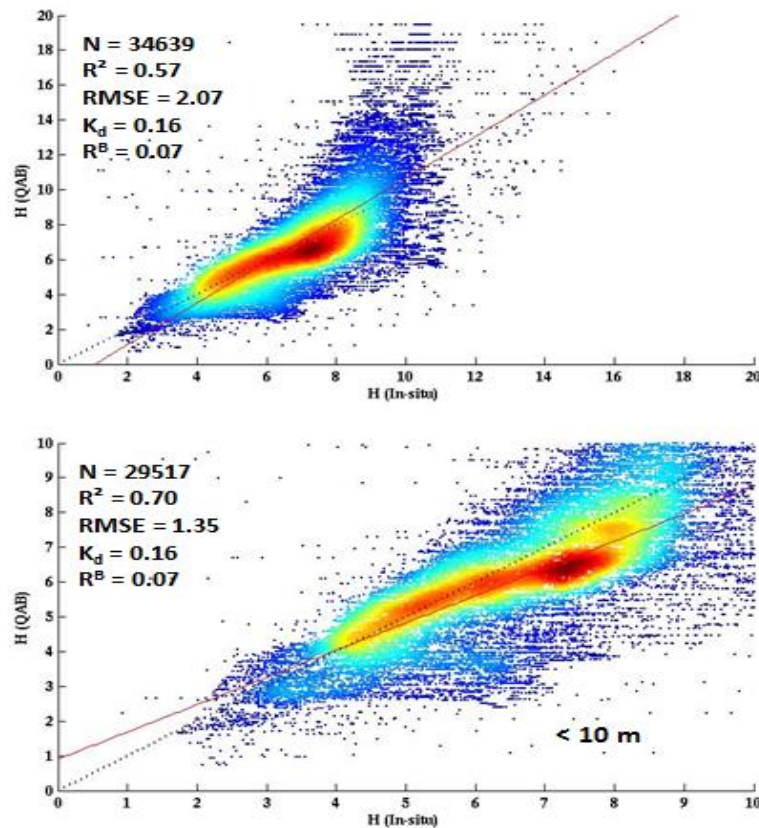


Figure 7.2. Comparaison entre hauteurs d'eau H obtenues avec le QAB et in-situ, avec toutes les sondes (haut) après filtre (bas). La droite 1:1 est représentée en pointillés.

Comme on peut le voir sur la figure 7.2 (haut), la relation entre les points in-situ et QAB est d'abord linéaire, puis une rupture de pente se produit autour de 10 m avec des hauteurs d'eau in-situ qui ne progressent plus alors que celles du QAB continuent d'augmenter. Cet effet seuil, peut avoir plusieurs origines : une saturation du signal du capteur ou cela peut provenir des limites du QAB qui nécessite que le satellite puisse encore « voir » le fond. Pour cette image, nous avons donc fixé la limite à 10 m. La figure 7.4 (bas) montre qu'après application, du seuil, on a une augmentation de 23% du r^2 , passant de 0.57 à 0.70 et une diminution de la RMSE de 35% passant de 2.07 à 1.35. On peut également noter que la plus grande densité de points se situe entre 4 et 8 m.

7.1.4.2. Impact de la résolution d'échantillonnage

Après avoir défini la hauteur maximale à 10 m, nous avons évalué l'impact de la résolution d'échantillonnage sur les résultats d'inversion. En effet, avec un échantillonnage tous les 10 m, le nombre de sondes par pixel est supérieur à un. Sachant que l'information contenue dans un pixel L8 (30 * 30) représente de base une information moyennée, nous avons alors calculé la moyenne des sondes pour n'avoir qu'une valeur de sondes par pixel. Dans un second temps, nous avons également calculé l'écart-type pour chacune des sondes moyennées et éliminé les points dont l'écart-type était supérieur à 0.5 m. Les résultats sont présentés dans les figures 7.3.

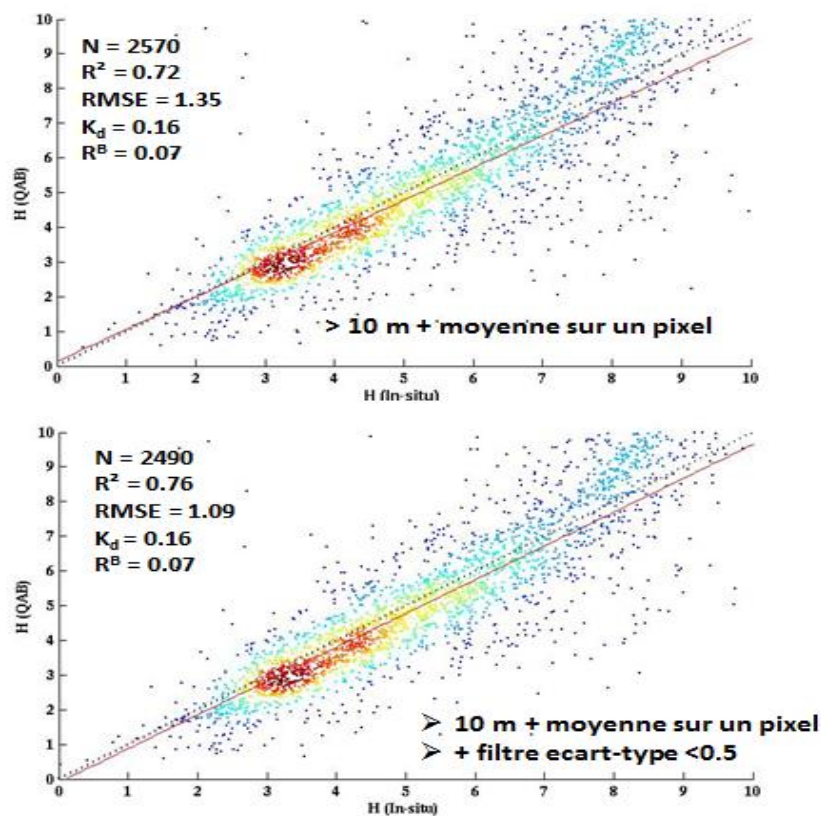


Figure 7.3. Comparaison entre hauteurs d'eau H obtenues avec le QAB et in-situ, avec les sondes moyennées (haut) après filtre sur l'écart-type (bas). La droite 1:1 est représentée en pointillés.

Une fois la moyenne des sondes calculées (figure 7.3, haut), le nombre de match-up est réduit de plus d'un facteur 10 passant de 29517 à 2570, se traduisant par un nuage de points visuellement beaucoup moins dense. On ne note aucune différence sur la valeur de la RMSE et un gain d'environ 3 % sur le r^2 passant de 0.70 à 0.72. La figure 7.3 (bas) présente les résultats après avoir retiré les points dont l'écart-type était supérieure à 0.5 m. En effet, ces

80 points qui ne représentent que 3% du total des sondes moyennées se situaient principalement dans des zones dont la profondeur se situe autour de 9-10 m or le QAB a été surtout défini à l'origine (Capo et al., 2014) pour des petits fonds (< 5 m). Une fois ces points retirés, on observe un gain d'environ 6% du r^2 , passant de 0.72 à 0.76 et une baisse de près de 20% sur la RMSE passant de 1.35 à 1.09.

Une fois, cette première série de tests effectués, qui ont principalement consisté à obtenir un fichier de données in-situ « propre » pour évaluer le QAB, nous allons désormais nous intéresser à évaluer l'impact des paramètres du QAB sur l'inversion (R^B et K_d) puis nous nous intéresserons à l'impact du modèle de correction atmosphérique sur le QAB.

7.1.4.3. Impact de la variation de R^B

Afin de mesurer l'impact d'une variation R^B sur l'inversion de la bathymétrie, la valeur du K_d a été fixée à 0.16 m^{-1} , ce qui représente la valeur moyenne calculée par le QAB au milieu des passes du Bassin d'Arcachon. Pour chaque valeur de R^B choisie, l'inversion du QAB est comparée aux données in-situ vues précédemment. Les valeurs de R^B / π choisies sont 0.03, 0.05, 0.06 et 0.08, respectivement. Les résultats sont présentés dans la figure 7.4. Pour chaque inversion, en plus des statistiques (RMSE, r^2), les valeurs de la droite de régression (ligne rouge) sont données. Les résultats montrent que la valeur de R^B va affecter principalement le décalage du nuage de points par rapport à la droite 1:1 et que ce décalage sera d'autant plus grand que la valeur de R^B sera petite. En effet plus R^B sera petit comme dans le cas où R^B / π est égale à 0.03, plus sa valeur va se rapprocher de la valeur de r_{rs}^{dp} voire même être inférieure, ce qui peut alors provoquer des inversions négatives dans le cas où le logiciel donne une valeur nulle à $\ln\left(\frac{1}{\pi}R^B - r_{rs}^{dp}\right)$. Ceci explique pourquoi le nombre de mesures ($N = 1647$) soit si faible pour la comparaison. Si l'on compare les trois autres cas entre eux, on voit que le r^2 progresse de 8% entre 0.05 et 0.08 tandis que la RMSE baisse d'environ 50% passant de 1.88 à 0.9. Il est donc important de bien définir la valeur de R^B car celle-ci agit comme un biais égal sur l'ensemble de la gamme des valeurs. Ainsi on peut remarquer qu'hormis dans le cas où R^B est trop petit, la valeur de RMSE est quasi égale à la valeur d'ordonnée à l'origine.

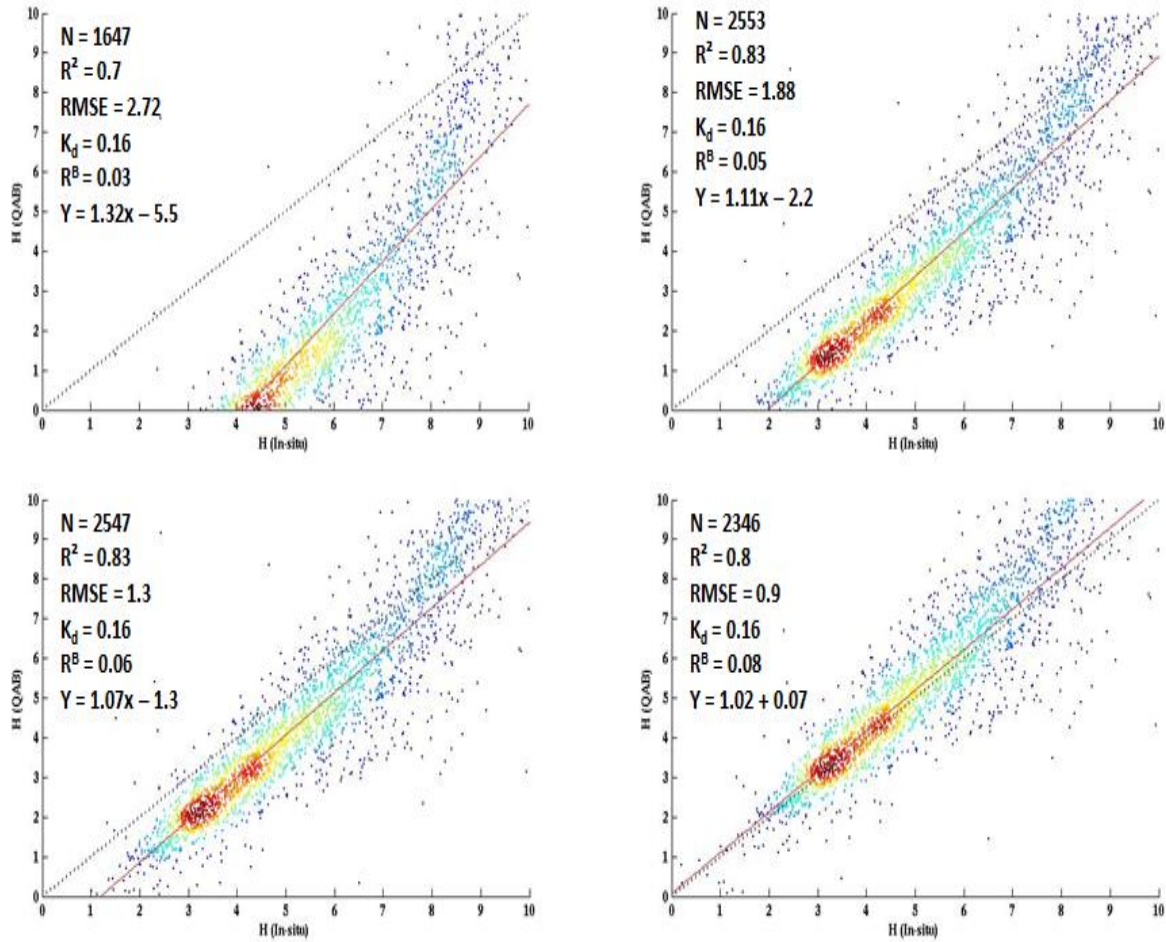


Figure 7.4. Comparaison entre hauteurs d'eau H obtenues avec le QAB et in-situ, en fonction de la valeur de R^B . La droite 1:1 est représentée en pointillés.

7.1.4.4. Impact de la variation de K_d

Après avoir évalué l'impact de R^B , nous avons fait varier le K_d et fixé la valeur de R^B/π à 0.05, valeur définie par le QAB sur notre zone de sélection. Les valeurs de K_d choisies sont 0.08, 0.1, 0.12 et 0.2 m^{-1} , respectivement. Nous avons suivi la même démarche que pour évaluer R^B . Les résultats de cette analyse sont présentés dans la figure 7.5. Comme on pouvait s'y attendre de par la formulation du QAB, la valeur du K_d va principalement affecter la valeur de la pente. Dans notre exemple, plus celle-ci va augmenter et plus la valeur de la pente va se rapprocher de 1. Contrairement à R^B qui agit comme un biais égal, la valeur de K_d représente un biais inégal en effet, on peut voir que plus le K_d est bas, plus le QAB va surestimer les hauteurs d'eau supérieures à 3 m. Lorsque la valeur du K_d atteint 0.2, une valeur proche de la valeur trouvée dans les passes (0.16), les valeurs ne sont plus surestimées à part quelques valeur profondes mais sous-estimées. Dans ce cas, la sous-estimation est attribuable à la valeur de R^B car la pente est quasi égale à 1 tandis que l'ordonnée à l'origine est égale à -2.2, quasi égale à la RMSE. Dans les cas où le $K_d < 0.15$, on observe que la valeur

de la RMSE est quasi égale à la valeur de la pente et une augmentation de 12% du r^2 et une diminution de 23% de la RMSE lorsque le K_d augmente.

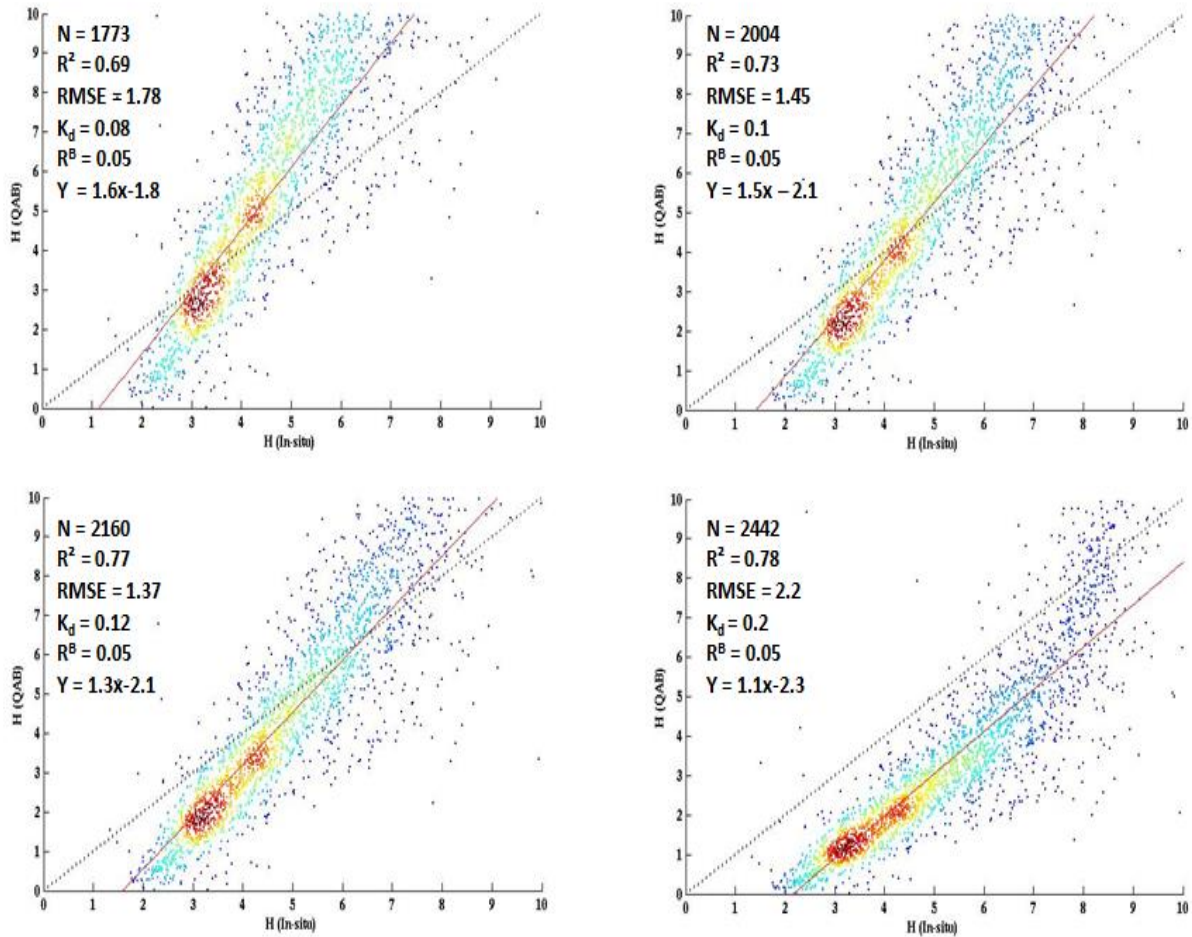


Figure 7.5. Comparaison entre hauteurs d'eau H obtenues avec le QAB et in-situ, en fonction de la valeur du K_d . La droite 1:1 est représentée en pointillés.

Suite à ces analyses, nous avons pu mesurer l'importance de chacun des paramètres pris séparément et noté que le K_d et R^B n'impactent pas l'inversion de la même façon. Ainsi les variations de K_d (qui définissent la pente de la relation entre hauteurs inversées et mesurées) vont introduire un biais inégal tandis que les variations de R^B qui vont impacter la translation du nuage de points, un biais égal sur l'ensemble des valeurs. De plus, lorsque la pente est proche de 1, ce qui correspond à une valeur de K_d plutôt bien estimée, c'est la valeur de R^B qui va principalement déterminer l'erreur associée à l'inversion. Afin de visualiser les effets du K_d et de R^B sur l'inversion de la bathymétrie, les cartes des hauteurs d'eau du Bassin d' Arcachon ont été créés à partir d'ARCGIS 10 pour deux valeurs de K_d : 0.12 et 0.16 et deux valeurs de R^B : 0.05 et 0.08. Les résultats sont illustrés par la figure 7.6.

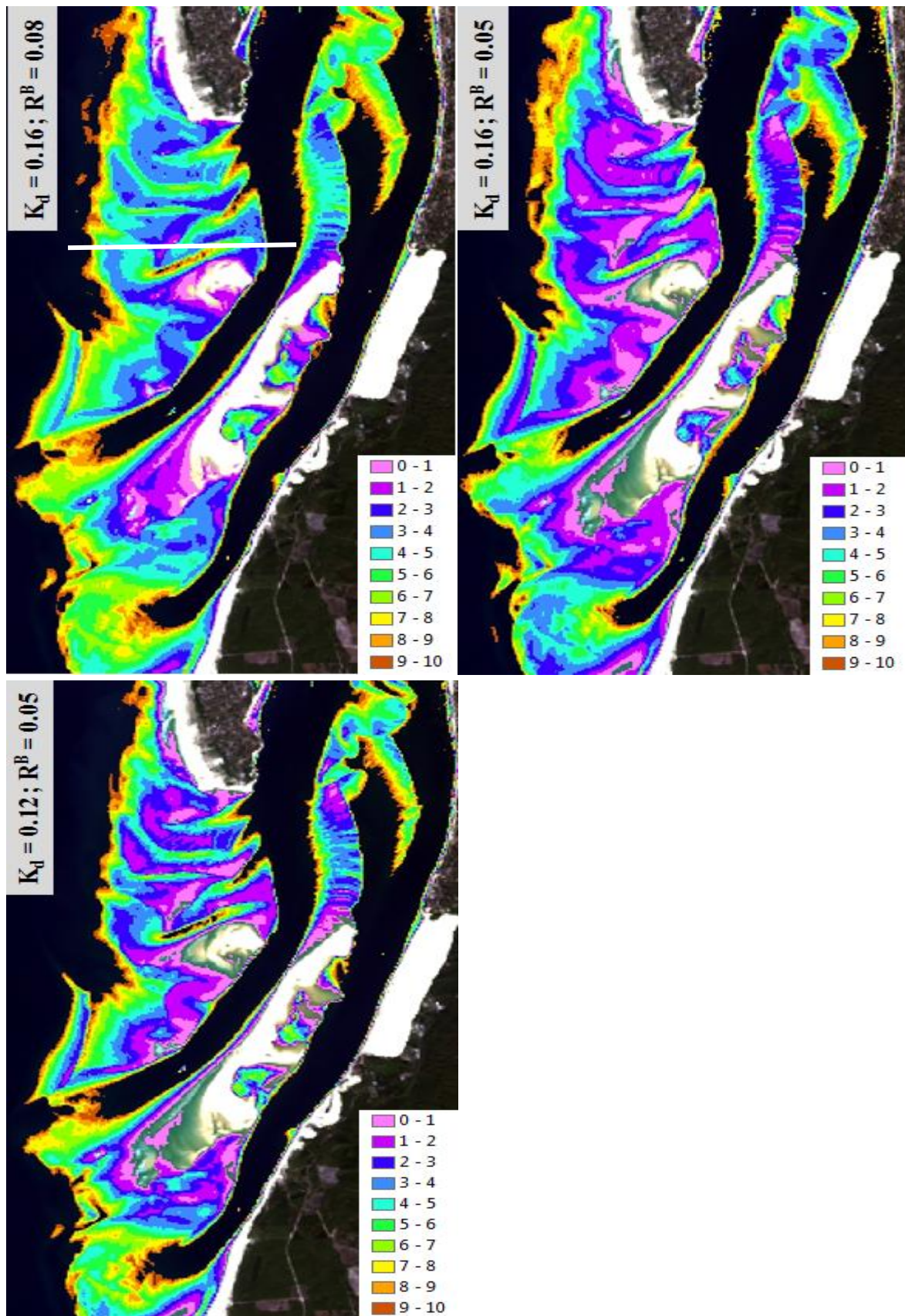


Figure 7.6. Impact de la variation du K_d et de R^B sur la cartographie de la hauteur d'eau (en m).

Les résultats illustrés dans la figure 7.6 viennent confirmer qu'une variation de R^B va avoir une plus grande importance qu'une variation de K_d . En effet, si l'on compare les cartes dont la valeur de K_d est 0.12 et 0.16 m^{-1} , respectivement, on peut voir qu'elles sont assez visuellement semblables. Tandis que lorsque l'on compare les résultats avec la valeur de R^B variant de 0.05 à 0.08 , on observe des différences assez importantes avec notamment une dominante de zones profondes (vertes et bleues) quand R^B vaut 0.08 contre une dominante de zones peu profondes (violet et rose) quand R^B vaut 0.05 . Afin d'illustrer ces différences et de comparer les résultats aux données in-situ moyennées, un transect (ligne blanche, figure 7.6 (haut)) a été tracé et les hauteurs d'eau associées ont été tracées sur un graphique. Ces résultats sont présentés dans la figure 7.7.

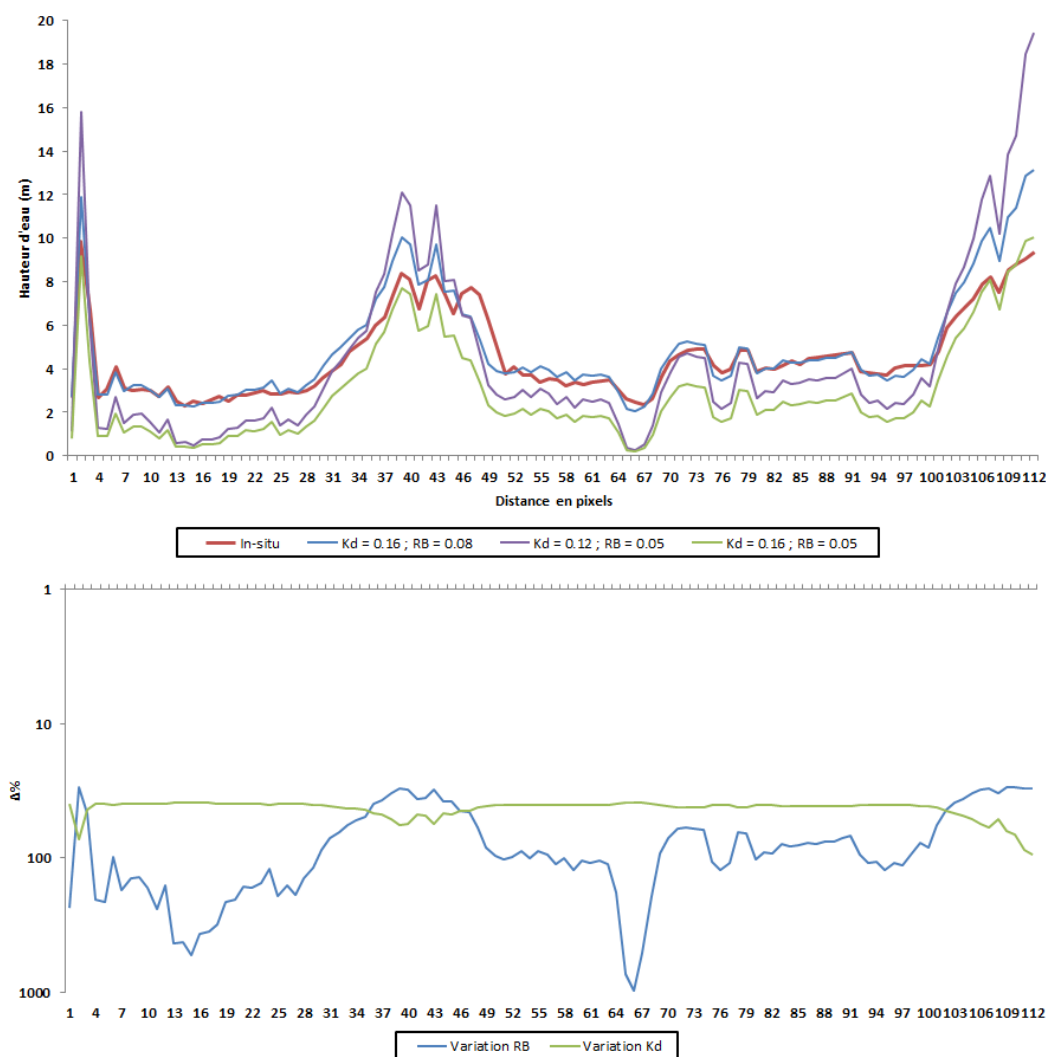


Figure 7.7. Comparaison des hauteurs d'eau inversées et in-situ le long du transect pour différentes valeurs de K_d et de R^B (haut). Différence relative (en %) entre différentes valeurs de K_d et de R^B (bas)

Les résultats issus de la figure 7.7 (haut) soulignent la performance du QAB sur le plan qualitatif car dans tous les cas de figure (variation de K_d ou variation de R^B), la dynamique le long du transect issue des mesures terrain (tracé rouge) est respectée. Sur le plan quantitatif, on retrouve les effets décrits précédemment à savoir que lorsque la valeur d'albédo est trop faible (tracé vert), les hauteurs d'eau vont être sous-estimées et ce sur tout le transect (biais égal) tandis que lorsque le K_d va être plus faible (ligne violette), les faibles profondeurs seront sous-estimées tandis que les fortes seront surestimées (biais inégal). Enfin, les différences relatives le long du transect (figure 7.7, bas), viennent confirmer une sensibilité plus forte à une variation de R^B que de K_d .

7.1.4.5. Impact des corrections atmosphériques

Après avoir montré l'influence des paramètres du QAB sur l'inversion de la réflectance en hauteurs d'eau, nous nous sommes intéressés à l'influence des méthodes de correction atmosphériques sur l'inversion. Dans ce but, nous avons sélectionné des méthodes et produits facilement accessibles à tout utilisateur. Les méthodes sélectionnées sont ACOLITE NIR et ACOLITE SWIR, les produits sélectionnés sont L8SR, les images L8 corrigées par l'USGS ainsi que les produits THEIA corrigés par le pôle thématique surfaces continentales du CNES. Les principales différences attendues entre ces méthodes vont provenir du calcul du K_d , de r_{rs}^{dp} et de la réflectance marine. Les résultats de cette comparaison sont présentés dans la figure 7.8.

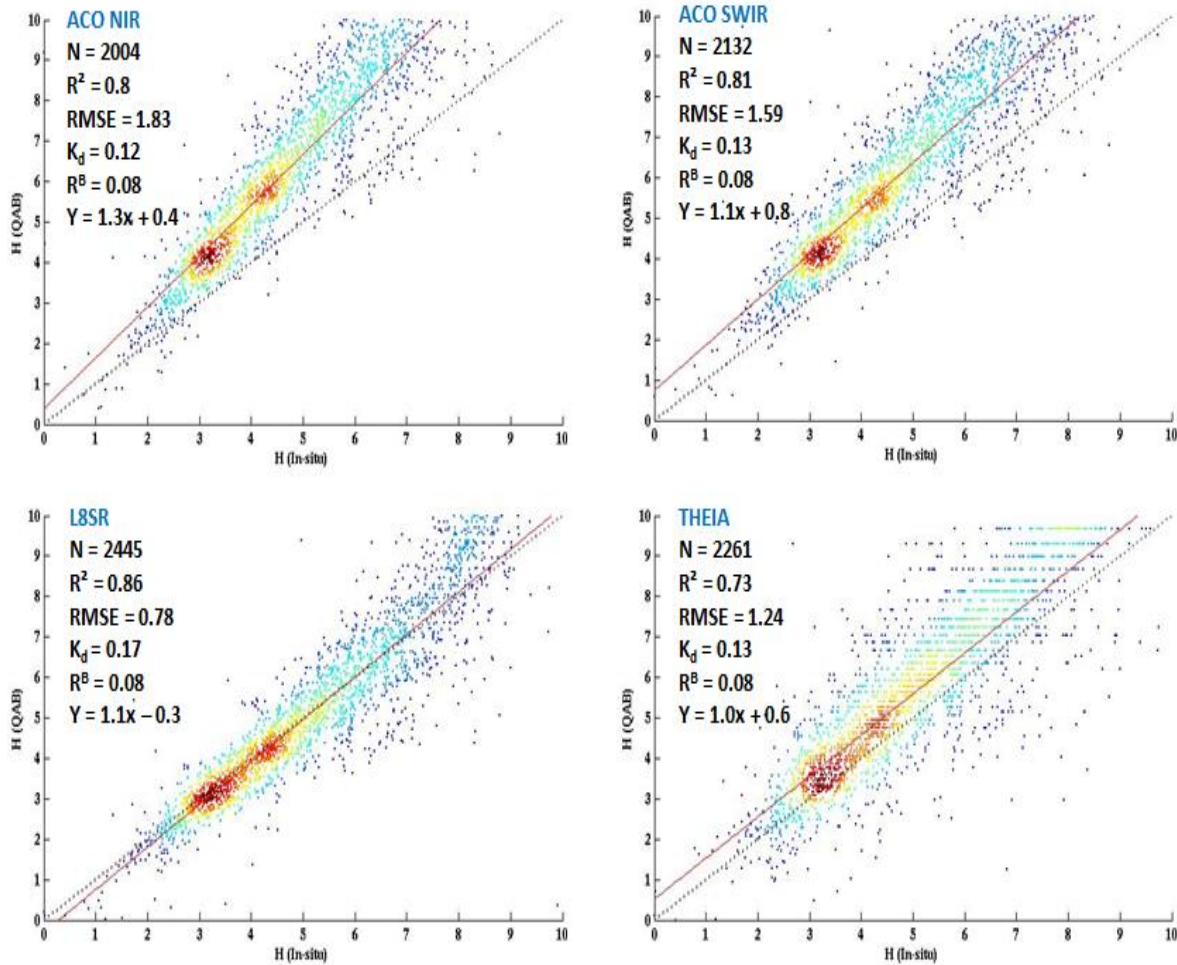


Figure 7.8. Impact des corrections atmosphériques sur l'inversion des hauteurs d'eau.

Comme on peut le voir dans la figure 7.8, la valeur retrouvée du K_d varie entre 0.12 et 0.17, la RMSE varie entre 0.78 et 1.83 et le r^2 entre 0.73 et 0.86, ce qui témoigne une nouvelle fois de l'importance des corrections atmosphériques. On peut voir que dans ce cas précis, de meilleurs résultats sont obtenus avec les produits L8SR. On remarque également qu'avec le produit THEIA, le nuage de points est divisé en ligne de points de plus en plus espacées au fur et à mesure que la hauteur d'eau augmente, nous pensons que cet effet est provoqué par la compression des images THEIA dont la taille de téléchargement fait 180 mo contre près d'1 go pour l'image brute. Les hauteurs d'eau inversées, le long du transect (Figure 7.6), pour chaque méthode sont représentées dans la figure 7.9.

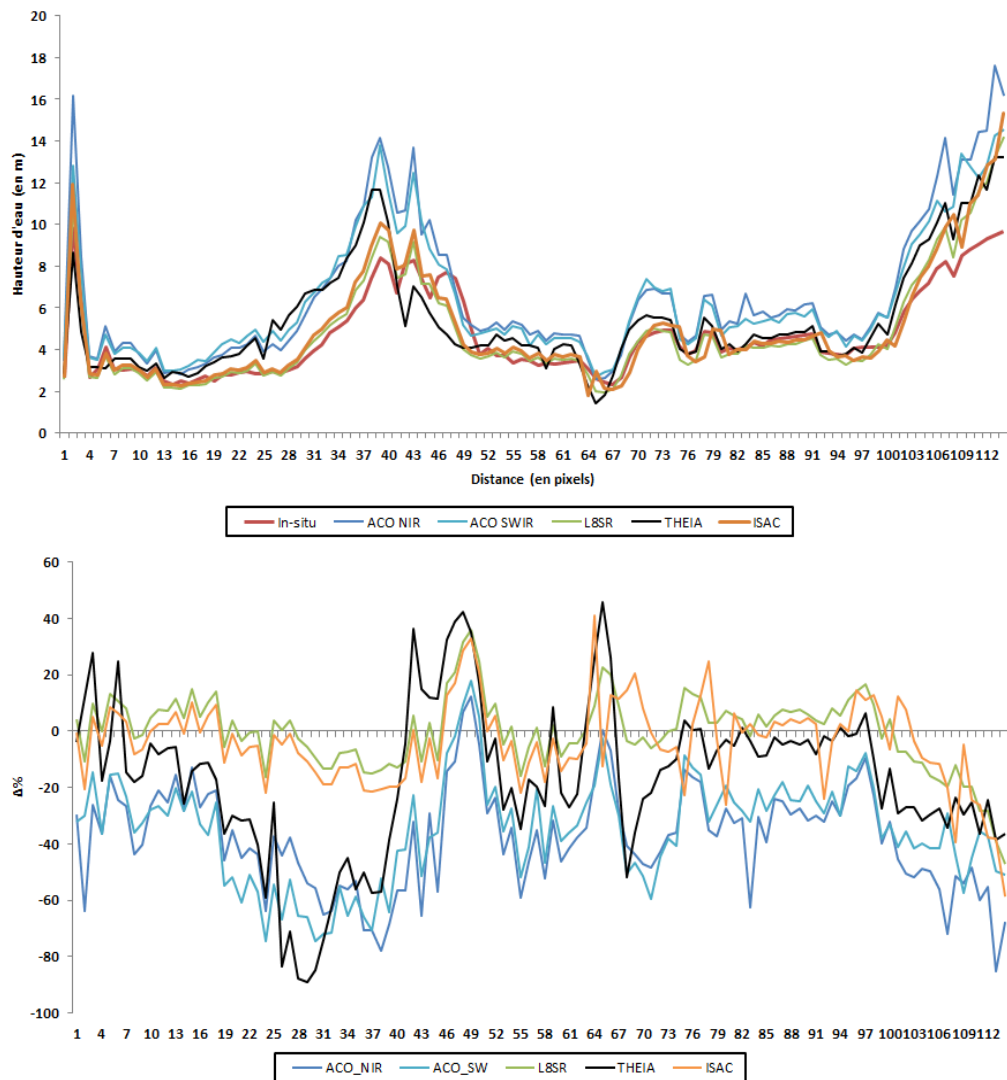


Figure 7.9. Comparaison des hauteurs d'eau inversées et in-situ le long du transect pour différentes méthodes de correction atmosphérique (haut) et différences relatives associées (bas).

D'une manière générale, les résultats des différentes méthodes de corrections présentent de bonnes performances sur le plan qualitatif. Par contre sur le plan quantitatif (figure 7.9, bas), la tendance principale est la surestimation des hauteurs d'eau relevées sur le terrain. De plus, cela permet de mettre en évidence les bonnes performances de l'inversion lorsque le modèle ISAC est utilisé.

7.1.4.6. Comparaison des modèles QAB et Stumpf et al., 2003

Après avoir évalué l'impact des corrections atmosphériques sur le QAB, nous avons comparé les résultats du QAB face à un modèle linéaire. Lyzenga (1978) a établi la relation

entre la réflectance observée (R_{rs}), la profondeur de l'eau correspondante, z , et la réflectance du fond, R^B :

$$R_{rs} = (R^B - R_{rs}) \exp(-gz) + R_{rs}^{dp}$$

avec g qui est une fonction des coefficients d'atténuation. Stumpf et al., ont réécrit cette équation pour donner une estimation de la profondeur :

$$z = g^{-1}[(\ln(R^B - R_{rs}) - \ln(R_{rs} - R_{rs}^{dp}))]$$

La valeur de g est obtenue par régression linéaire à partir de données terrain et des réflectances marines obtenues après application de notre méthode dans la bande verte (b3). La relation trouvée ($N = 2624$) est illustrée dans la figure 7.10.

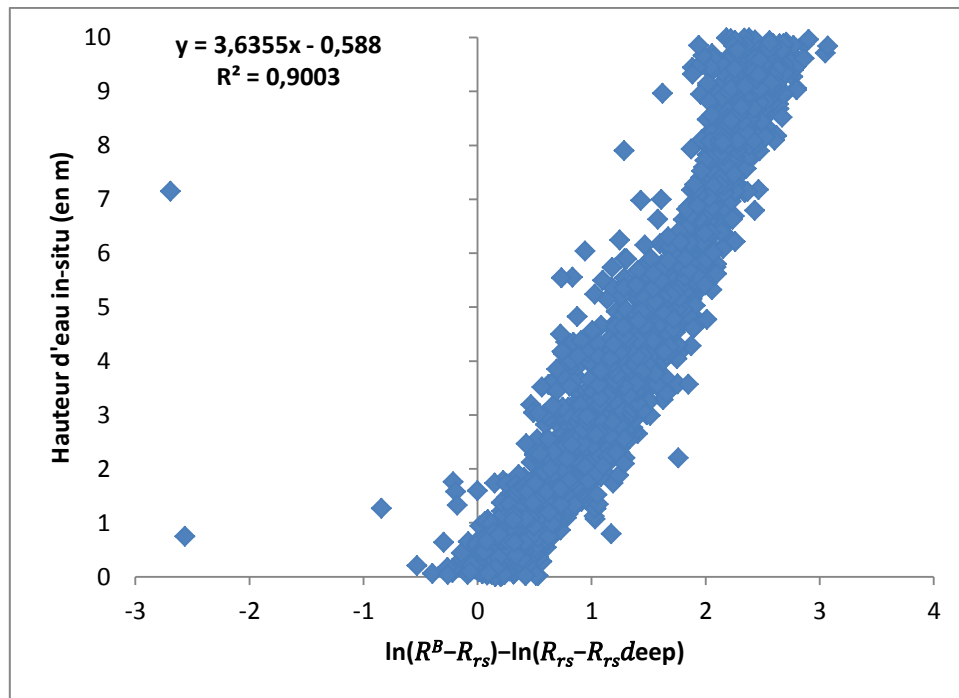


Figure 7.10. Relation entre hauteurs d'eau in-situ et la réflectance dans la bande verte selon le calcul de Stumpf et al., 2013

La valeur de g est donc égale à environ 0.28 m^{-1} ce qui correspond dans notre formulation à un K_d aux environs de 0.14 m^{-1} . La formule de Stumpf et al. (2003) est ensuite appliquée à l'image L8. La valeur de R^B a été prise égale à 0.08 comme pour le QAB. Les hauteurs d'eau obtenues avec la méthode Stumpf sont présentées dans la figure 7.11, et

comparées aux précédents résultats obtenus avec le QAB. Les statistiques calculées pour les deux modèles sont assez proches, on notera néanmoins une différence d'environ 13% sur le r^2 en faveur de la méthode Stumpf et une différence d'environ 13% sur la RMSE en faveur du QAB. Ces résultats illustrent les bonnes performances du QAB face à un modèle qui ne peut être utilisé que si des données in-situ sont disponibles. De plus, il apparaît que les hauteurs d'eau obtenues avec le modèle Stumpf surestiment les hauteurs d'eau in-situ.

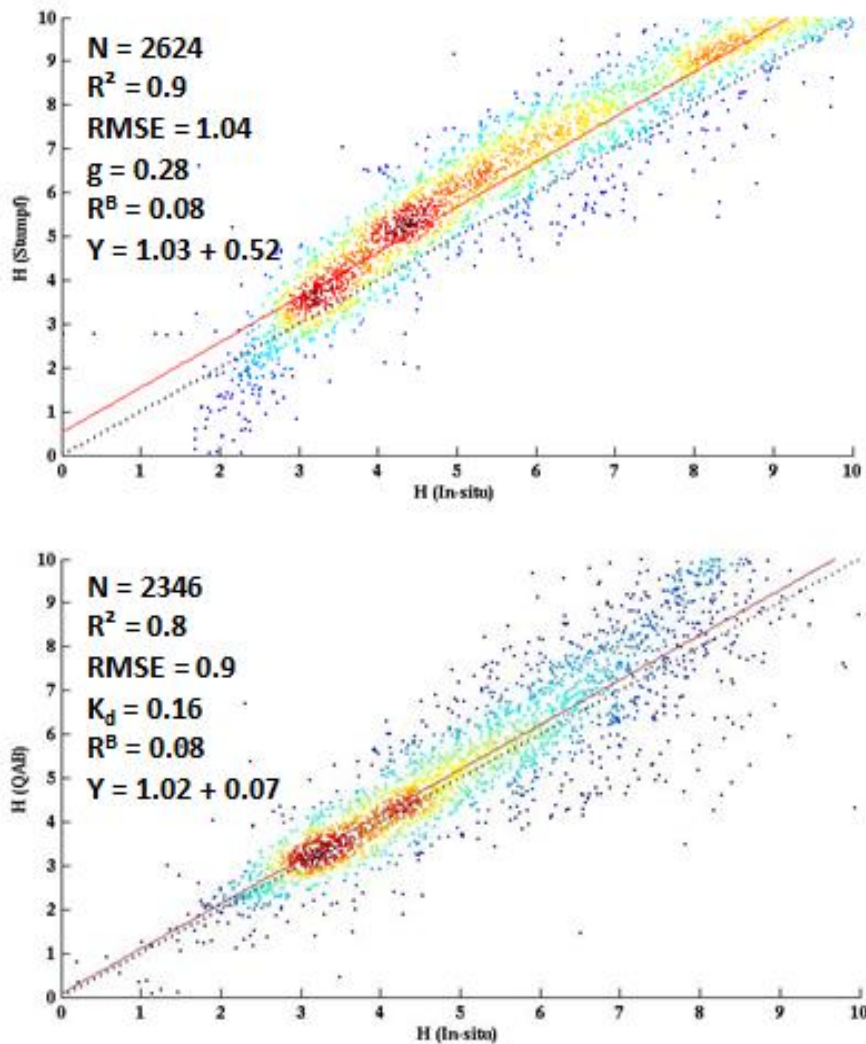


Figure 7.11. Comparaison des résultats obtenus avec la méthode Stumpf (haut) et le QAB (bas) avec les données in-situ.

Afin de confirmer ces premières observations, nous avons comparé les hauteurs d'eau inversées le long du transect. Les résultats sont présentés à la figure 7.12. On remarque que le tracé vert (méthode Stumpf) est quasiment toujours au-dessus du tracé rouge (données in-situ) confirmant les observations de la figure 7.12. On peut également relever que le tracé vert (est quasi toujours au-dessus du tracé bleu (QAB) sauf pour des profondeurs supérieures à 9-10 m.

Après avoir validé notre modèle par rapport à un modèle existant, nous avons voulu évaluer le modèle sur deux satellites cette fois, à savoir le QAB initial sur une image SPOT 5 et le QAB optimisé pour Landsat. Pour cela, nous disposons d'une image S5 acquise le 14 octobre 2014, soit 13 jours par rapport à l'image L8.

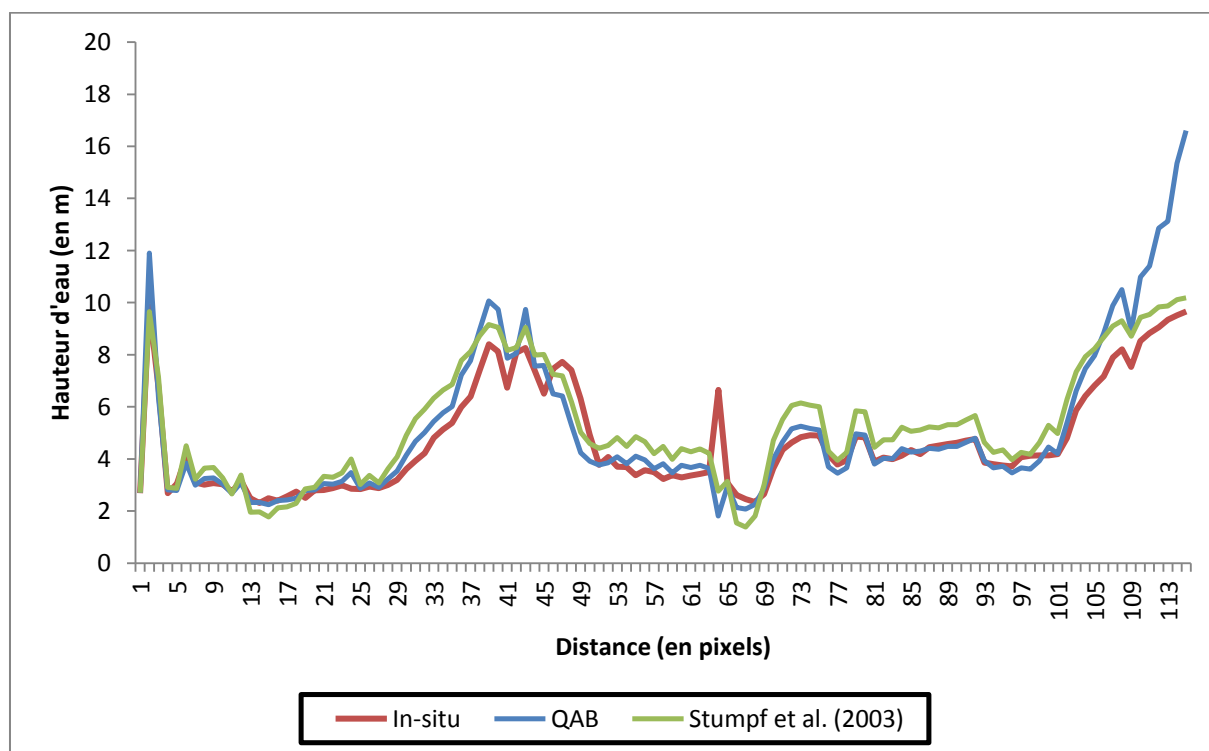


Figure 7.12. Comparaison des résultats obtenus le long du transect avec la méthode Stumpf (haut) et le QAB (bas) avec les données in-situ.

7.1.4.7. Comparaison des modèles QAB S5 et L8

Notons que la résolution spatiale de SPOT 5 étant de 10 m, nous n'avons pas eu besoin de moyenner les sondes pour la comparaison. Les résultats de cette comparaison sont présentés dans la figure 7.14. La principale observation que l'on peut faire est la forme du nuage de points de S5 qui forme des lignes espacées avec un écart croissant au fur et à mesure que la hauteur d'eau augmente. Ce phénomène avait déjà été observé avec les images THEIA mais là l'effet est beaucoup plus prononcé et surtout observé avec une image brute et non compressée. Ce phénomène provient vraisemblablement du fait que les images S5 sont codées en 8 bits soit 256 valeurs de niveau de gris contre 12 bits soit 4096 valeurs pour L8, quasiment un facteur 20 entre les deux capteurs. Ainsi L8 sera plus sensible aux variations du signal de la réflectance marine provoquée par des variations de la bathymétrie que S5. Enfin, la meilleure performance du QAB L8 peut être associée à des bandes dans le visible à la fois plus nombreuses (4 contre 2), moins larges (60 nm dans le vert contre 90) et un meilleur rapport signal sur bruit dans le visible (>200 contre <150).

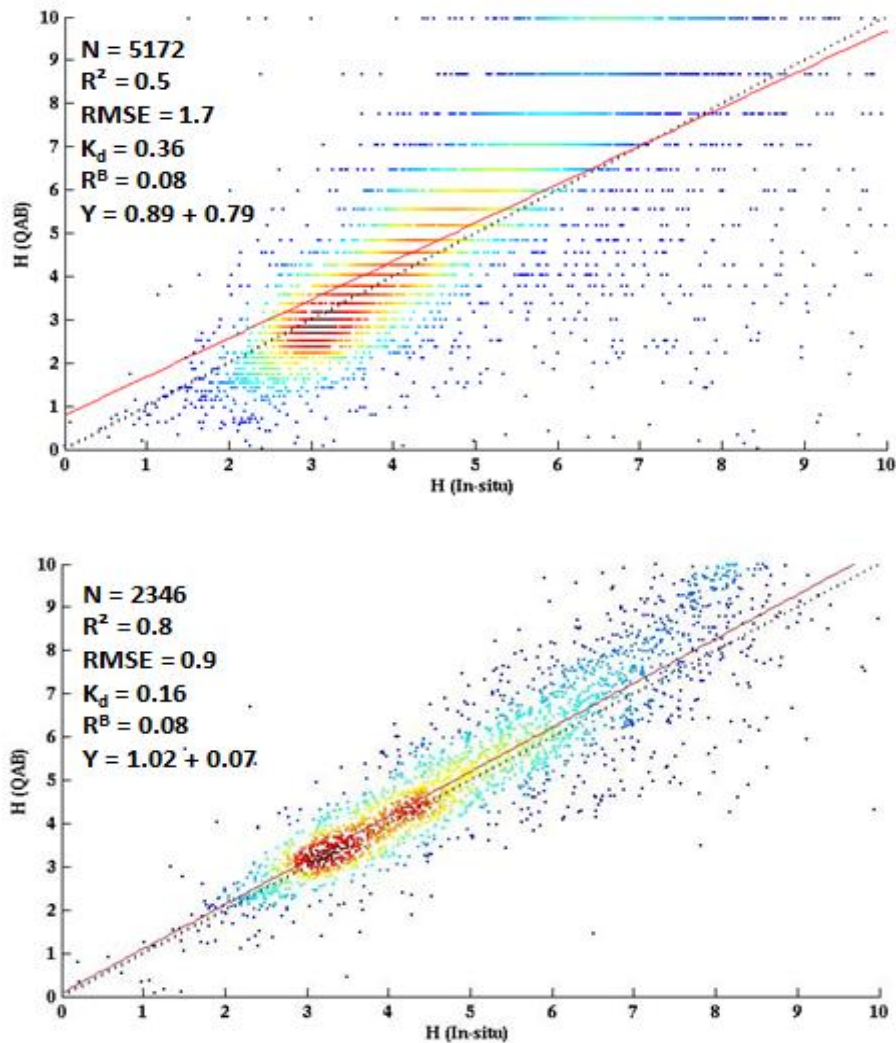


Figure 7.13. Comparaison entre le QAB S5 (haut) et QAB L8 (bas)

7.1.5. Discussion et conclusions

Dans cette partie, nous avons montré comment à partir de la réflectance marin mesurée par le capteur, nous sommes en mesure de retrouver la hauteur d'eau. Le QAB, un modèle semi-analytique initialement développé pour SPOT5 a ainsi été adapté au capteur Landsat 8 dont les images de bien meilleure qualité sont gratuites. En attendant un futur développement pour Sentinel-2a, les performances du QAB ont pu être évaluées grâce à la disposition de données in-situ. Ainsi, nous avons pu montrer les bonnes performances du QAB pour des hauteurs d'eau inférieures à 10 m. Cette hauteur maximale est à déterminer pour chaque image et est directement liée à la qualité de l'eau. De plus, les résultats s'améliorent une fois que les données terrain aient été moyennées et filtrées de sorte à n'avoir uniquement qu'une donnée terrain par pixel contre plusieurs avant cette étape. Par la suite, nous avons pu mesurer l'impact des variations du K_d et de R^B sur l'inversion des hauteurs d'eau et vu qu'une variation de ces deux paramètres modifiaient les résultats du QAB. Ceci a son importance car

le QAB fait l'hypothèse d'une valeur de K_d et de R^B unique sur la zone d'étude et que ceci n'est pas forcément vrai. Plutôt que d'avoir un QAB local, une possibilité serait de considérer plusieurs sous-régions de l'image et de calculer les paramètres du QAB pour chacune d'entre elles. Une autre source d'erreur provient des corrections atmosphériques. Les différentes méthodes vont aboutir à des valeurs et des formes spectrales de la réflectance marine différentes conduisant à des valeurs de K_d et de r_{rs}^{dp} et peu de variations sur la valeur de R^B . Dans cette optique, nous avons pu voir que les résultats obtenus pour cette image avec le modèle développé au cours de cette thèse étaient bons de même que les résultats obtenus avec le produit L8SR. Les comparaisons grâce au transect ont néanmoins montré que quel que soit le modèle de corrections atmosphériques appliqué, les variations spatiales de la hauteur d'eau sont respectées et que les différences concernaient principalement le biais entre la hauteur d'eau in-situ et la hauteur d'eau inversée. Après avoir testé les différentes approches sur le QAB, le modèle a ainsi été comparé à un modèle linéaire standard, celui de Stumpf (2003) qui a repris la formulation de Lyzenga, (1978). Ce modèle linéaire qui utilise les données in-situ pour le calcul de son paramètre g qui est l'équivalent de $2 \cdot K_d$ dans notre formulation a montré des résultats proches du QAB en termes de statistiques mais avec une tendance à la surestimation des données in-situ. Cette tendance a été confirmée lors de la comparaison au niveau du transect. Cette étape a permis de confirmer le potentiel du QAB pour inverser la hauteur d'eau sans données de terrain en entrée. De plus, on notera les valeurs quasi égales obtenues pour g et K_d ce qui montre une belle performance pour la formulation de la détermination du K_d . Pour finir cette étude, les résultats ont été analysés pour deux satellites à savoir SPOT 5 et Landsat 8, les résultats ont montré de meilleures performances obtenues avec L8 grâce à plus de bandes et un meilleur rapport signal sur bruit permettant une meilleure représentation du signal. En effet avec S5, on observe des traits de points de plus en plus espacés à mesure qu'on augmente dans les hauteurs d'eau et que donc le signal marin devient moins fort.

7.2. Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons montré comment à partir d'une mesure de réflectance, il était possible de dériver un produit pouvant être utilisé dans de nombreuses applications, à savoir la hauteur d'eau. Ainsi nous avons montré l'utilisation d'un modèle semi-analytique développé pour l'inversion des hauteurs d'eau et évalué les variations des paramètres directement liés à la valeur de la réflectance marine. Nous avons pu faire le lien entre performances du modèle et valeurs des paramètres et montré qu'une erreur sur les paramètres pouvait engendrer de fortes erreurs d'inversion par rapport aux valeurs mesurées sur le terrain.

Chapitre 8

Conclusions générales et perspectives

8.1. Conclusions générales

L'objectif de cette thèse était de développer une méthode de corrections atmosphériques adaptée aux capteurs multispectraux THRS, adaptées aux eaux côtières. Le but de cette méthode est d'extraire la réflectance marine (ρ_w) de l'image brute, utilisée pour retrouver de nombreux paramètres biogéophysiques comme la concentration en chlorophylle a, ou la hauteur d'eau. Notre méthode répond à un important besoin de disposer d'images de qualité pour la surveillance et la gestion des eaux côtières provenant de capteurs satellites où les méthodes de corrections existantes ne sont pas ou peu adaptées.

Notre méthode est basée sur le développement d'un modèle aérosol local représentatif des propriétés optiques des aérosols. Afin d'examiner les variations des propriétés optiques et microphysiques des aérosols, nous avons analysé plusieurs années de mesures des propriétés optiques des aérosols sur le site d'Arcachon, un site côtier Nord Atlantique. Nous avons converti les données moyennes quotidiennes en moyennes mensuelles et nous en avons déduits une climatologie montrant que les propriétés optiques variaient avec la saison. L'analyse des propriétés optiques caractérisées par l'épaisseur optique et le coefficient d'Angstrom, a montré des différences entre le printemps et l'été notamment. Ces différences sont caractérisées par des valeurs d'épaisseur optique et de coefficient d'Angstrom supérieures au printemps par rapport à l'hiver. Cela suggère une dominance des particules fines au printemps et des particules grossières en hiver. A partir de ces deux paramètres, une classification des aérosols en types, a été faite sur la base des travaux de Dubovik, (2000) et Smirnov et al., (2002). Cette classification a notamment permis de montrer la présence de quatre grands types d'aérosols sur notre zone (marins purs, marins mélangés, poussières désertiques, fumées issues des feux de biomasse et/ou des feux de combustion) et de mettre en avant l'état de mélange qui caractérise notre population d'aérosols. L'étude de la distribution de taille a montré une distribution bimodale autour d'un mode fin et grossier. Ceci vient confirmer que notre population d'aérosols est constituée d'un mélange d'aérosols. De plus, cette étude a montré que les proportions entre les deux modes variaient avec la saison, avec notamment une dominance du mode fin au printemps et une dominance du mode grossier en hiver. Les tendances saisonnières des propriétés microphysiques (albédo de simple diffusion, indices de réfraction, facteur d'asymétrie) montrent des variations significatives. Cela indique que les variations saisonnières des propriétés optiques des aérosols sont principalement provoquées par les propriétés intrinsèques des aérosols.

A partir de ces constatations, nous avons d'abord décidé de définir notre population d'aérosols bimodale comme la somme de deux populations monomodale, une pour chaque

mode. Les paramètres requis pour définir un modèle aérosol sont : le rayon modal fin et grossier, l'écart-type fin et grossier, les indices complexes de réfraction fins et grossiers. Basé sur la méthode d'Ahmad et al., (2010), nous avons tiré la climatologie des rayons fins et grossiers ainsi que pour les écart-types et montré que le rayon fin et grossier présentait une forte saisonnalité alors que les écart-types variaient peu avec la saison. En ce qui concerne les indices de réfraction, nous avons été confrontés à deux obstacles. Le premier est le nombre trop faible de données sur notre zone en raison d'épaisseurs optiques trop faibles, le second est le fait qu'AERONET attribue la même valeur d'indices aux particules fines et grossières. Or l'analyse des données des propriétés optiques couplée à l'étude des masses d'air suggère que les particules fines sont d'origine continentale et que les particules grossières sont d'origine marine et donc que leurs propriétés d'absorption sont différentes. Nous avons alors décidé d'utiliser les modèles monomodaux, troposphérique et maritime définis par Shettle et Fenn, (1979), pour représenter nos populations fine et grossière respectivement. Ainsi nous avons pu obtenir les indices de réfraction associés. Pour tenir compte de la variabilité des propriétés optiques, nous avons déduit de données météorologiques, la climatologie de l'humidité relative et testé le modèle de croissance des rayons modaux en fonction de l'humidité relative, défini par Ahmad et al., (2010) sur nos données. Nous avons trouvé de bons résultats pour le mode fin mais nous avons dû le modifier pour le mode grossier car il était surestimé par le modèle. Nous avons alors, grâce aux équations de Hänel, (1976), pu définir un modèle aérosol adapté au capteur L8/OLI dont les caractéristiques variaient avec l'humidité relative (8 valeurs). Le dernier paramètre requis concerne la proportion en aérosols grossier dont la climatologie a révélé qu'elle était supérieure en hiver qu'au printemps, nous en avons alors défini six valeurs pour notre étude.

Après lancement du code des ordres successifs, nous avons alors obtenu 48 LUTs par bande spectrale. Ces LUTs contiennent plus de 1 million de valeurs de réflectance marine calculées en fonction de différences conditions géométriques et atmosphériques, permettant ainsi de corriger un grand nombre d'images acquises sous différentes conditions. Les LUTs ont été intégrés à une architecture sous MATLAB permettant ainsi d'obtenir une image L8/OLI corrigée à partir d'une image brute téléchargée. Un module de corrections de la transmission gazeuse a été incorporé car le code SOS ne le prend pas en compte. Ce module a été bâti grâce au code SMAC et aux données fournies par le CESBIO pour L8/OLI.

Nous avons alors testé et validé notre approche sur plusieurs images L8/OLI, dont une disposant de données de validation terrain. Pour les images sans données de validation, nous avons pu montrer l'impact du choix de la méthode sur la réflectance retrouvée ainsi que la sensibilité de ces méthodes à la fois aux propriétés optiques de l'eau et de l'atmosphère. La comparaison des différents résultats avec les mesures terrain ont montré de bonnes performances pour notre méthode, avec des différences relatives inférieures à 10% dans le visible. Nos résultats montrent une nette amélioration comparés aux résultats de méthodes standards telles que la méthode 6SV. Nous avons pu voir que les modèles 6SV avaient tendance à surestimer la réflectance marine. Et ceci peut s'expliquer par le fait que les modèles aérosols implantés dans 6SV sont représentatifs de particules à l'état sec et ont donc des valeurs de rayons moyens et d'indices de réfraction différents, en particulier des valeurs

de rayons inférieures par rapport à notre modèle. Et comme les petites particules diffusent plus vers l'arrière que les grosses, les modèles 6SV vont donc donner des réflectances plus élevées que notre modèle. Nous avons également montré les limites de notre modèle en présence d'aérosols fortement absorbants, de type fumée. En effet, notre modèle est construit sur un mode grossier est constitué d'aérosols marins, non absorbants. Or il peut arriver que des aérosols grossiers absorbants se retrouvent sur notre zone. Nous avons pu voir que ce problème concernait toutes les méthodes de correction dont les réflectances retrouvées étaient supérieures aux réflectances mesurées.

Par la suite, nous avons montré que les effets de la réflexion spéculaire ou sun glint, généralement masqués ou évités par les capteurs à basse résolution spatiale, ont un impact plus ou moins marqué sur les capteurs à haute résolution spatiale. L'amplitude de l'impact dépend de la taille du pixel et de la valeur de l'angle de visée. Cet impact se traduit par la présence de pixels plus ou moins brillants sur l'image causant des variations de la réflectance marine. Nous avons montré que ces effets étaient plus forts sur une image Pléiades que sur une image Landsat 8. Les méthodes de correction du sun glint pour capteur THR ont été évaluées. Ces méthode (Lyzenga, Hedley, méthode NIR) estiment la contribution du sun glint à partir de la relation entre les réflectances NIR et VIS. Nous avons montré que ces méthodes amélioreraient à la fois la qualité visuelle et diminuait le bruit de l'image. De plus, les effets du sun glint sur la réflectance après correction sont diminués (diminution de plus de 50% de l'écart-type). Cependant, nous avons remarqué une surcorrection avec les méthodes Hedley ou NIR à la fois pour Pléiades et Landsat et de bons résultats avec la méthode Lyzenga. Enfin, nous avons montré que la valeur de l'angle de visée était un paramètre clé dans la contamination par le sun glint, après comparaison de l'image Pléiade dégradée à 30 m avec l'image Landsat 8.

Enfin, les images corrigées à l'issu des travaux de cette thèse ont servies à évaluer un modèle semi-analytique d'inversion de la réflectance marine en hauteur d'eau. Ce modèle appelé QAB, initialement développé pour SPOT, a été ajusté pour Landsat 8. Le QAB se démarque des modèles standards par le fait qu'il ne nécessite aucune donnée in-situ en entrée. Les données in-situ ont été utilisées afin d'évaluer les performances du modèle. Ce modèle a été développé pour les petits fonds. Nous avons montré qu'une profondeur de 10 m environ pouvait être atteinte avec Landsat 8 grâce à un rapport signal sur bruit meilleur que SPOT et à la présence d'une bande bleue. Nous avons également montré que la résolution spatiale d'échantillonnage était importante pour évaluer un modèle d'inversion. En effet, les résultats sont meilleurs lorsque l'on attribue une valeur moyenne de sondes par pixel plutôt que plusieurs valeurs de sondes pour le même pixel. Nous avons également testé l'impact des variations des paramètres du modèle à savoir la valeur de la réflectance du fond (R^B) et celle du coefficient d'atténuation diffuse de la lumière (K_d) et nous avons montré que la valeur de R^B avait plus d'impact sur l'erreur du modèle que la valeur du K_d . Nous avons également comparé les résultats du QAB le long d'un transect après plusieurs méthodes de corrections atmosphériques. Les résultats ont montré qu'avec chaque méthode, la dynamique spatiale était retrouvée mais que l'amplitude variait d'une méthode à l'autre, causant des surestimations ou des sous-estimations par rapport à la hauteur d'eau mesurée. Les résultats du QAB ont

également été évalués par rapport au modèle de Stumpf et al., (2003) et de meilleurs résultats ont été obtenus avec le QAB, sur l'ensemble des points puis le long du transect. Enfin, une comparaison des QAB version SPOT et Landsat a été faite, montrant un signal en forme de d'escalier avec SPOT tandis qu'avec Landsat, le signal est uniforme. Cela montre l'importance des caractéristiques des capteurs, notamment du rapport signal sur bruit, pour obtenir des produits satellites de qualité.

8.2. Perspectives

Ce travail de thèse m'a permis d'évaluer précisément le potentiel et les limitations des missions THRS, et d'acquérir des connaissances poussées sur les corrections atmosphériques et sur les modèles d'inversion dédiés à la mesure de hauteur d'eau en zone côtière peu profonde. Mes travaux de thèse ne sont pas achevés. Ils ont soulevé et précisé de multiples problématiques scientifiques, ouvrant ainsi des voies de recherche. Je souhaite donc dans les années à venir poursuivre ces travaux en particulier autour des axes suivants : (1) application du modèle ISAC à d'autres sites pour lesquels le modèle aérosol sera adapté à partir d'une analyse des données AERONET, (2) développement d'une méthode de correction du sunglint basé sur de l'analyse d'image, et (3) validation du modèle QAB à d'autres sites présentant des caractéristiques optiques de la colonne d'eau et du substrat du fond variées. L'ensemble de ses études sera conduit dans le contexte Sentinel-2, dont les caractéristiques instrumentales devront permettre des améliorations significatives des différents modèles cités précédemment.

i. Application du modèle ISAC à d'autres sites

Le modèle ISAC développé au cours de cette thèse a permis de montrer le potentiel de l'utilisation des données AERONET dans le contexte des corrections atmosphériques. Cependant cette méthode prometteuse doit encore être validée sur d'autres sites. Pour répondre à cet objectif, de nouveaux modèles aérosols devront être construits à partir de l'étude des données AERONET sur d'autres sites côtiers présentant des contextes aérosols différents. Des sites comme Lampedusa en Méditerranée (Meloni et al., 2015 ; Pace et al., 2006), Santa Cruz de Tenerife proche de la côte Nord Afrique (Guirado et al., 2014) peuvent servir de sites d'études afin d'évaluer la sensibilité de notre méthode face à d'autres populations d'aérosols. De plus, le réseau AERONET-OC présentant à la fois des données atmosphériques et de luminance de l'eau représente une opportunité de valider notre démarche et de comparer les résultats obtenus avec plusieurs capteurs avec la donnée terrain. Cela permettrait ainsi d'ouvrir les possibilités d'utilisation de capteurs type Pléiades dont la résolution de 2 m est un atout majeur dans de nombreuses applications littorales. Pour améliorer le modèle ISAC, une étude des propriétés chimiques des aérosols pourrait permettre une meilleure caractérisation des valeurs des indices de réfraction (Ebert et al., 2002) et ainsi augmenter la précision du modèle. Enfin, il serait nécessaire de disposer de données

d'humidité relative à l'emplacement du photomètre afin de bien établir la relation entre humidité relative et propriétés optiques.

ii. Développement d'une méthode de corrections du sun glint

Les méthodes de correction du sun glint testées dans cette thèse ont montré que la correction du glint était possible pour les capteurs THRS. Cependant, les méthodes empiriques telles que les méthodes Hedley et Lyzenga nécessitent une intervention de l'utilisateur pour définir des zones optiquement homogènes. L'utilisation de masques destinés à ne laisser apparaître que les eaux homogènes est une solution afin de pouvoir traiter en routine un grand nombre d'images. De plus ces méthodes estiment un coefficient de pente applicable à toute l'image. Or les propriétés optiques de l'eau peuvent varier entre deux zones de l'image. Calculer les coefficients de pente sur plusieurs zones de l'image peut permettre une meilleure prise en compte de ces variations et ainsi une meilleure estimation de la contribution du glint. Une autre piste à envisager est le développement de techniques basées sur le traitement d'images (analyse de texture, morphologie mathématique, analyse spatiale) et sur des méthodes statistiques de l'état de surface, comme l'estimation de la contribution du glint à partir d'images THRS dégradées à une résolution inférieure (Kay et al., 2009). Il demeure que pour les eaux peu profondes, le transfert du signal dans le NIR doit être étudié à partir de mesures terrain et modélisations afin de pouvoir mieux quantifier la relation VIS-NIR (Kay et al., 2009).

iii. Validation du modèle QAB sur d'autres sites

Le modèle QAB, développé initialement pour SPOT, a montré de bonnes performances (Capo et al., 2014). La version ajustée pour Landsat 8 à laquelle j'ai participé, a également montré des résultats encourageants mais une évaluation sur d'autres zones d'études est nécessaire afin de valider complètement la méthode. En effet, une sélection de zones avec des fonds contrastés et des propriétés optiques variables est souhaitable pour mesurer la sensibilité de notre méthode. Une possibilité est notamment d'utiliser les données bathymétriques fournies par le NOAA, le long des côtes US, afin de pouvoir bénéficier de données de validation. Des améliorations sont également possibles quant aux calculs des paramètres tels que le K_d et R^B . En effet, le QAB étant un modèle global, l'utilisation de données terrain et/ou de modélisations avec un logiciel comme Hydrolight, peut permettre d'affiner la formulation du calcul du K_d et ainsi passer d'un modèle global à local. Pour R^B , l'utilisation de méthodes de classification du fond marin (Kenny et al, 2003) est à envisager dans des zones où le fond n'est pas homogène. De plus, le QAB utilisant des valeurs uniques de K_d et R^B pour toute l'image, il serait intéressant d'utiliser des méthodes géo-statistiques afin de prendre en compte les variations spatiales du K_d et R^B (Harris et al., 2011 ; Harris et al., 2010 ; Su et al., 2008).

Liste des symboles et des abréviations

$\Delta\Omega$: Angle solide

AOP : Apparent Optical Properties

AOD : Aerosol Optical Depth

AERONET : AErosol RObotic NETwork

α : Coefficient d'Angström

a : Coefficient d'absorption (en m^{-1})

b : Coefficient de diffusion (en m^{-1})

b_b : Coefficient de rétrodiffusion (en m^{-1})

c : Atténuation (en m^{-1})

CZCS : Coastal Zone Color Scanner

CDOM : Coloured Dissolved Organic Matter

dF : Flux d'énergie radiative monochromatique (en $\text{W} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

E : Eclairement monochromatique (en $\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

ETIAGE : Etude Intégrée de l'effet des apports amont et locaux sur le fonctionnement de la Garonne estuarienne

IFOV : Instantaneous Field Of View

IOCCG : International Ocean Colour Coordinating Group

IOP : Inherent Optical properties

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

ISAC : In Situ Atmospheric Correction

K_d : Coefficient d'atténuation diffus (en m^{-1})

$L(\theta, \varphi)$: Luminance (en $\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

$Lu(0^-, \theta', \varphi', \lambda)$: Luminance ascendante (en $\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

$Lw(\theta, \varphi, \lambda)$: Luminance émergente de l'eau (en $\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

$Lwn(\theta, \varphi, \lambda)$: Luminance émergente normalisée (en $\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

LUTs : Look Up Tables

n : Indice de réfraction

θ_s : Angle zénithal solaire

θ_v : Angle zénithal de visée

ϕ : Angle azimutal relatif

$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi)$: Réflectance bidirectionnelle (terme générique)

ρ_{TOA} : Réflectance totale exo atmosphérique

ρ_A : Réflectance aérosol

ρ_r : Réflectance Rayleigh

ρ_g : Réflectance due au sun glint

PHOTONS : PHOTométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire

PIR : Proche InfraRouge

PSD : Particle Size Distribution

$R(\lambda, z)$: Réflectance diffuse

R_{rs} : Réflectance de télédétection

RCE : Radiométrie Couleur de l'Eau

SOMLIT : Service d'Observation en Milieu LITtoral

SPOT : Satellite Pour l'Observation de la Terre

SWIR : Short Wave InfraRed

τ : Epaisseur optique

TOA : Top Of Atmosphere

THRS : Très haute Résolution Spatiale

VIS : Visible

ω_0 : Albédo de simple diffusion

λ : Longueur d'onde (en nm)

z : hauteur (en m)

Bibliographie

Ackerman T., . P., and O. B. Toon, “Absorption of visible radiation in atmosphere containing mixtures of absorbing and nonabsorbing particles.”, *Appl. Opt.*, 20, 3661-3668, (1981).

Ahmad Z., Franz B. A., McClain C. R., Kwiatkowska E. J., Werdell, J., Shettle E. P., et al. “New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and open oceans.” *Applied Optics*, 49, pp. 5545–5560, (2010).

André J.M., Morel A., « Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery, revisited », *Oceanol. Acta*, no 14, p. 3-22, (1991).

Andréfouët S., Kramer. P., Torres-Pulliza D., Joyce K. E., Hochberg E. J., Garza-Pérez R., Mumby. P. J., Riegl B., Yamano H., White W. H., Zubia M., Brock J. C., Phinn S. R., Naseer A., Hatcher B. G., and Muller-Karger F. E.. “Multi-site evaluation of IKONOS data for classification of tropical coral reef environments”. *Remote Sensing of Environment*, 88(1-2):128–143, (2013).

Andrejev O., Soomere T., and Myrberg K.. “The role of the spatial resolution of a three-dimensional hydrodynamic model for marine transport risk assessment”. *Oceanologia*, 53(1):309–334, (2011).

Andrews, E, PJ Sheridan, M Fiebig, M McComiskey, JA Ogren, P Arnott, D Covert, R Elleman, R Gasparini, D Collins, H Jonsson, B Schmid, and J Wang. 2006. “Comparison of methods for deriving aerosol asymmetry parameter.” *Journal of Geophysical Research* 111:D05S04, (2006).

Angstrom, A. K., “On the atmospheric transmission of sun radiation and on the dust in the air.”, *Geogr. ANN.*, 12, 130–159, (1929).

Antoine D. & Morel A., « Relative importance of multiple scattering by air molecules and aerosols in forming the atmospheric path radiance in the visible and near infrared parts of the spectrum », *Appl. Opt.*, no 37, p. 2245-2259, (1998).

Antoine D. & Morel A., « A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely-sensed ocean colour (MERIS instrument) : principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones », *Int. J. Remote Sensing*, vol 20, no 9,p. 1875-1916, (1999).

Balch, W. M., “Re-evaluation of the physiological ecology of coccolithophores, in: Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact”, edited by: Thierstein, H. R. and Young, J. R., Springer, Berlin, 165–190, (2004).

Banse K., D.C English, Geographical differences in seasonality of CZCS-derived phytoplankton pigment in the Arabian Sea for 1978–1986, Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, Volume 47, Issues 7–8, , Pages 1623-1677, ISSN 0967-0645, (2000).

Barnaba F., F. Angelini, G. Curci and G.P. Gobbi, An important fingerprint of wildfires on the European aerosol load, Atmos. Chem. Phys., 11, 10487-10501, (2011).

Béal D., F. Baret, C. Bacour and X-F. Gu. ‘A Method for Atmospheric Correction from the Spectral Variation in the Visible and Near Infrared: Application to the MERIS Sensor.’, International Journal of Remote sensing Vol. 28, MERIS Special Issue, p761-779, (2007).

Bodhaine, B.A., Wood, N.B., Dutton, E.G., and Slusser, J.R. et al. , “On Rayleigh Optical Depth Calculations,” J. Atmos. and Oceanic Tech., 16, 1854-1861, (1999).

Bréon, F., Henriot, N., “Spaceborne Observations of Ocean Glint Reflectance and Modeling of Wave Slope Distributions”. J. Geophys. Res., 111, C06005:1-C06005:10, (2006).

Bricaud A., Morel A. & Prieur L., « Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the U.V. and visible domains », Limnol. Oceanogr., no 26, p. 43-53. (1981).

Bricaud A. & Morel A., « Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery : use of a reflectance model », Oceanol. Acta, p. 33-50, (1987).

Bruegge, C.J., J.E. Conel, R.O. Green, J.S. Margolis, R.G. Holm, and G. Toon, “Water vapor column abundance retrievals during FIFE.”, J. Geophys. Res., 97, 18,759-18,768, (1992).

Capo, S., B. Lubac, V. Marieu, A. Robinet, D. Bru, and P. Bonneton, “Assessment of the decadal morphodynamics evolution of a mixed-energy inlet using ocean color remote sensing”, Ocean Dyn., 64, 1517–1530, (2014).

Charlson, R.J., S.E. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Cess, J.A. Coakley, Jr., J.E. Hansen, and D.J. Hoffman, “Climate forcing by anthropogenic aerosols”. Science, 255, 423-430, (1992).

Clarke G.L., Ewing G.C. & Lorenzen C.J., « Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration », Science, no 167, p. 1119-1121, (1970).

Conger, C. L., Hochberg, E. J., Fletcher, C. H., and M. J. Atkinson., “Decorrelating remote sensing color bands from bathymetry in optically shallow waters”. IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, 44, pp.1655–1660. (2006).

Cox, C., Munk, W. “Slopes of the Sea Surface Deduced from Photographs of Sun Glitter”. Scripps Inst. Oceanogr. Bull., 6, 401-488, (1956).

Davidson M., Koningsveld M. V., Kruif A., Rawson J., Holman R., Lamberti, A. Medina R., Kroon A., and Aarninkhof S.. “The CoastView project: Developing video-derived Coastal State Indicators in support of coastal zone management”. Coastal Engineering, 54(6-7):463–475, (2007).

Demoisson A., “A model for the transport of sea-spray aerosols in the coastal zone.”, Boundary-Layer Meteorology, vol. 154, 469, (2015).

Deuzé J.L, M. Herman, and R. Santer, « Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere-ocean system », J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, vol. 41, no. 6, pp. 483-494, (1989).

Doxaran D., « TELEDETECTION ET MODELISATION NUMERIQUE DES FLUX SEDIMENTAIRES DANS L’ESTUAIRE DE LA GIRONDE » Thèse, Université de Bordeaux, (2002).

Doxaran D., Ruddick K., McKee D., Gentili B., Tailliez D., Chami M., Babin M. , “Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from the visible to the near infrared.”, Limnology and Oceanography, 54, (2009),

Dubovik, O., and M. D. King, “A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements.”, J. Geophys. Res., 105, 20 673–20 696, (2000).

Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker, “Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations.”, J. Atmos. Sci., 59, 590–608, (2002).

Ebert M, Weinbruch S, Rausch A et al., “Complex refractive index of aerosols during LACE 98 as derived from the analysis of individual particles.”, J. Geophys.Res., 107, D21, (2002).

Ebuchi, N.; Kizu, S., “Probability Distribution of Surface Wave Slope Derived Using Sun Glitter Images from Geostationary Meteorological Satellite and Surface Vector Winds from Scatterometers”. J. Oceanogr. 58, 477-486, (2002).

Eck, T. F., et al.,”Climatological aspects of the optical properties of fine/coarse mode aerosol mixtures.”, J. Geophys. Res., 115, D19205, (2010).

Etcheber H., Schmidt S., Sottolichio A., Maneux E., Chabaux G., Escalier J.-M., Wennekes H., Derriennic H., Schmeltz M., Quéméner L., Repecaud M., Woerther P., Castaing P., "Monitoring water quality in estuarine environments: lessons from the MAGEST monitoring program in the Gironde fluvial-estuarine system.", *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 831-840, (2011).

Field C.B., Behrenfeld M.J., Randerson J.T. & Falkowski P.G., « Primary production of the biosphere : integrating terrestrial and oceanic components. », *Science*, no 281, p. 237-240., (1998).

Fox, D., Gonzalez, E., Kahn, R., Martonchik, J., "Near-Surface Wind Speed Retrieval from Space-Based, Multi-Angle Imaging of Ocean Sun Glint Patterns". *Remote Sens. Environ.*, 107, 223-231, (2007).

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, "Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing", (2007).

Fraser R.S., Mattoo S., Yeh E., McClain C.R., « Algorithm for atmospheric and glint corrections of satellite measurements of ocean pigment », *J. Geophys. Res.*, no 102, p. 17107-17118, (1997).

Fuller, K. A., Malm, W. C., & Kreidenweis, S. M., "Effects of mixing on extinction by carbonaceous particles.", *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104, 15941, (1999).

Gao BC, Heidebrecht KB, Goetz AFH, "Derivation of scaled surface reflectances from AVIRIS data.", *Remote Sens Environ* 44:165-178, (1993).

Gao BC, Montes MJ, Ahmad Z, Davis CO, "Atmospheric correction algorithm for hyperspectral remote sensing of ocean color from space.", *Appl Optics* 39:887-896, (2000).

Gao BC, Montes MJ, Li RR, Dierssen HM, Davis CO, "An atmospheric correction algorithm for remote sensing of bright coastal waters using MODIS land and ocean channels in the solar spectral region". *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 45:1835-1843, (2007).

Gao J.. "Bathymetric mapping by means of remote sensing: methods, accuracy and limitations". *Progress in Physical Geography*, 3(1):103–116, (2009).

Gadhavi, H., and A. Jayaraman, "Airborne Lidar Study of the Vertical Distribution of Aerosols over Hyderabad, an Urban Site in Central India, and Its Implication for Radiative Forcing Calculations.", *Annales Geophysicae* 24: 2461–70, (2006).

Gordon H.R. & Morel A., « Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery », In : Lecture notes on coastal and estuarine studies, Barber R.T., Mooers C.N.K., Bowman M.J. & Zeitzschel B. (eds), , no 4, 114 p., (1983).

Gordon HR, Brown OB, Evans RH, Brown JW, Smith RC, Baker KS, Clark DK., “A semi-analytical radiance model of ocean color”. J Geophys Res 93:10909–10924, (1988).

Gordon H.R., Brown J.W. & Evans R.H., « Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner », Appl. Opt., no 27, p. 862-871, (1988).

Gordon H.R. & Wang M., « Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I : the Rayleigh-scattering component », Appl. Opt., no 31, p. 4247-4260, (1992a).

Gordon H.R. & Wang M., « Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. II : error in the retrieved water-leaving radiance », Appl. Opt., no 31, p. 4261-4267, (1992b).

Gordon H.R. & Wang M., « Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS : a preliminary algorithm », Appl. Opt., no 33, p 443-452, (1994).

Gordon, H. R., « Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth observing system era », J. Geophys. Res., no 102, p. 17081-17106, (1997).

Grainger, R. G., A. Lambert, C. D. Rodgers, F. W. Taylor, and T. Deshler, “Stratospheric aerosol effective radius, surface area and volume estimated from infrared measurements.”, J. Geophys. Res., 100 (D8), 16507–16518, (1995).

Guirado, C., Cuevas, E., Cachorro, V. E., Toledano, C., Alonso-Pérez, S., Bustos, J. J., Basart, S., Romero, P. M., Camino, C., Mimouni, M., Zeudmi, L., Goloub, P., Baldasano, J. M., and de Frutos, A. M., “Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset.”, Atmos. Chem. Phys., 14, 11753–11773, (2014).

Guanter L., J. M. Martí, and J. F. Moreno, “Atmospheric correction algorithm for multiangular satellite measurements in the solar spectrum,” in Proc. SPIE Conf. Remote Sensing, Barcelona, Spain, (2003).

Guyot, G., Baret, F., and Jacquemoud, S., “Imaging spectroscopy for vegetation studies. In Imaging Spectrometry: Fundamentals and Prospective Applications”, edited by F. Toselli and J. Bodechtel (Dordrecht: Kluwer Academic), pp. 145±165, (1992).

Hagolle O and co-authors, « Correction of aerosol effects on multi-temporal images acquired with constant viewing angles: Application to Formosat-2 images ». *Remote Sens. of Environ.* 112 ,4, (2008).

Hale, G., Query, M. "Optical-Constants of Water in 200-Nm to 200-Mum Wavelength Region". *Appl. Opt.*, 12, 555-563, (1973).

Hänel, G.,. "The properties of atmospheric aerosol particles as functions of relative humidity at thermodynamic equilibrium with surrounding moist air", *Adv. Geophys.*, 19, pp. 73–188, (1976).

Hansen, J.E., and L.D. Travis, "Light scattering in planetary atmospheres.", *Space Sci. Rev.*, 16, 527-610, (1974).

Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, "Radiative forcing and climate response.", *J. Geophys. Res.*, 102, 6831-6864, (1997).

Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, A. Lacis, K. Asamoah, K. Beckford, S. Borenstein, E. Brown, B. Cairns, B. Carlson, B. Curran, S. de Castro, L. Druryan, P. Etwarrow, T. Ferede, M. Fox, D. Gaffen, J. Glascoe, H. Gordon, S. Hollandsworth, X. Jiang, C. Johnson, N. Lawrence, J. Lean, J. Lerner, K. Lo, J. Logan, A. Lueck, M.P. McCormick, R. McPeters, R.L. Miller, P. Minnis, I. Ramberran, G. Russell, P. Russell, P. Stone, I. Tegen, S. Thomas, L. Thomason, A. Thompson, J. Wilder, R. Willson, and J. Zawodny, "Forcings and chaos in interannual to decadal climate change.", *J. Geophys. Res.*, 102, (1997).

Harris, P.; Fotheringham, A.S; Crespo, R.; Charlton, M., "The use of geographically weighted regression for spatial prediction: an evaluation of models using simulated data sets.", *Mathematical Geosciences*, 42:657-680, (2010).

Harris, P., Juggins, S., "Estimating freshwater acidification critical load exceedance data for Great Britain using space-varying relationship models.", *Mathematical Geosciences*, 43: 265-292, (2011).

He, X., Bai, Y., Pan, D., Huang, N., Dong, X., Chen, T., et al., "Using geostationary satellite ocean color data to map the diurnal dynamics of suspended particulate matter in coastal waters.", *Remote Sens. of Environ.*, 133, pp. 225–239, (2013).

Hedley, J. D., A. R. Harbone, and P. J. Mumby. "Simple and robust removal of sun glint for mapping shallow-water benthos." *International Journal of Remote Sensing*, 44: 2107–2112, (2005).

Heege, T.; Fischer, J. "Sun Glitter Correction in Remote Sensing Imaging Spectrometry". In *Proceedings of SPIE Ocean Optics XV Conference, Monaco, October 16-20, (2000).*

Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, "Optical Properties of Aerosols and Clouds: The software package OPAC", *Bull. Am. Met. Soc.*, 79, 831-844, (1998).

Hochberg, E.J., Serge Andréfouët, and Misty R. Tyler. "Sea Surface Correction of High Spatial Resolution Ikonos Images to Improve Bottom Mapping in Near-Shore Environments." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41: 1724–1729, (2003).

Holben B. N., Eck T. F., Slutsker I., Tanré D., Buis J. P., Setzer A., Vermote E., Reagan J. A., Kaufman Y. J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I. and Smirnov A., "AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization.", *Remote Sens. Environ.*, 66, 1–16, (1998).

Israelevich, P., Ganor, E., Alpert, P., Kishcha, P., and Stupp, A., "Predominant transport paths of Saharan dust over the Mediterranean Sea to Europe.", *J. Geophys. Res.*, 117, (2012).

Jamet C., Loisel H., Kuchinke C.P., Ruddick K., Zibordi G., Feng H., "Comparison of three SeaWiFS atmospheric correction algorithms for turbid waters using AERONET-OC measurements", *Remote Sens. Environ.*, 115, pp. 1955–1965, (2011).

Joyce, K. E. "A Method for Mapping Live Coral Cover Using Remote Sensing." Ph.D. thesis - University of Queensland, Brisbane, Australia, (2004).

Junge, Chr., "Air Chemistry and Radioactivity", Academic Press, New York, (1963).

Kanno, A. Koibuchi Y., and Isobe M.. "Shallow water bathymetry from multispectral satellite images: Extensions of Lyzenga's method for improving accuracy". *Coastal Engineering Journal*, 53(4):431–450, (2011).

Kanno A. and Tanaka Y.. "Modified Lyzenga's method for estimating generalized coefficients of satellite-based predictor of shallow water depth". *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 9(4):715–719, (2012).

Kaskaoutis, D. G. and Kambezidis, H. D., "Investigation on the wavelength dependence of the aerosol optical depth in the Athens area.", *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 2217–2234, (2006).

Kay S., J.D. Hedley and S. Lavender, "Sun Glint Correction of High and Low Spatial Resolution Images of Aquatic Scenes: a Review of Methods for Visible and Near-Infrared Wavelengths", *Remote Sens.*, 1(4), 697–730, (2009).

Kenny, A. J.; Cato, I.; Desprez, M.; Fader, G.; Schüttenhelm, R. T. E.; Side, J., "An overview of seabed-mapping technologies in the context of marine habitat classification.", *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 60(2), 411-418, (2003).

Klemas, V., "Airborne remote sensing of coastal features and processes: An overview." *Journal of Coastal Research*, 29, 239-255, (2013).

Kuang Y., C. S. Zhao, J. C. Tao, and N. Ma, "Diurnal variations of aerosol optical properties in the North China Plain and their influences on the estimates of direct aerosol radiative effect.", *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 5761–5772, (2015).

Kumar K.R., Sivakumar V., Reddy R.R., Gopal K.R., Adesina A.J., "Identification and Classification of Different Aerosol Types over a Subtropical Rural Site in Mpumalanga, South Africa: Seasonal variations as Retrieved from the AERONET Sunphotometer", *Aerosol and Air Qual. Res.*, 14, pp. 108–123, (2014).

Kuster, T., Ele Vahtmae, and Jaan Praks. "A sun glint correction method for hyperspectral imagery containing areas with non-negligible water leaving NIR signal." *Remote Sensing of the Environment*, 113: 2267–2274, (2009).

Lanoux A., H. Etcheber, S. Schmidt, A. Sottolichio, G. Chabaud, M. Richard, G. Abril, "Factors contributing to hypoxia in a highly turbid, macrotidal estuary (the Gironde, France).", *Environmental Science: Processes & Impacts*, 15, 585-595, (2013) .

Lee, ZP, Kendall L. Carder, Curtis D. Mobley, Robert G. Steward, and Jennifer S. Patch., "Hyperspectral remote sensing for shallow waters: 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization." *Applied Optics*, 38: 3831–3843, (1999).

Lee ZP, Carder KL, Arnone RA "Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters". *Appl Opt* 41(27):5755–5772, (2002).

Lee ZP, Du KP, Arnone R., "A model for the diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance". *J Geophys Res* 110, C02016, (2005).

Lenoble, J., C. Brogniez, "A comparative review of radiation aerosol models", *Contrib. Atmos. Phys.*, 57, 1–20, (1984).

Lenoble, J., "Atmospheric Radiative Transfer". A. Deepak Publ., Hampton VA, USA, (1993).

Lenoble, J. et al., "A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the earth's atmosphere with aerosols", *J. Quantitative Spectroscopy & radiative transfer*, vol. 107, n°3, pp. 479-507, (2007).

Liou, K.N., "Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere.", Oxford University Press. New York. 504 pp., (1992).

Loisel H., Morel A., « Light scattering and chlorophyll concentration in Case 1 waters : a reexamination », *Limnol. Oceanogr.*, no 43, p. 847-858, (1998).

Lyzenga D. R. "Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features". *Applied Optics*, 17(3):379–383, (1978).

Lyzenga, D. R. N. Malinas P., and Tanis F. J.. "Multispectral bathymetry using a simple physically based algorithm". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(8):2251– 2259, (2006).

Mallet, M., P. Tulet, D. Serça, F. Solmon, O. Dubovik, J. Pelon, V. Pont, and O. Thouron, "Impact of dust aerosols on the radiative budget, surface heat fluxes, heating rate profiles and convective activity over West Africa during March 2006.", *Atmos. Chem. Phys.*, 9(18), 7143–7160, (2009).

Maritorena, S., D. A. Siegel, and A. R. Peterson, "Optimal tuning of a semi-analytical model for global applications", *Applied Opt.*, 41, 2705 – 2714, (2002).

Mishchenko, M.I., and L.D. Travis, "Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using measurements of reflected sunlight: Effect of instrumental errors and aerosol absorption.", *J. Geophys. Res.*, 102, 13543-13553, (1997).

Morel A., Prieur L., « Analysis of variations in ocean color », *Limnol. Oceanogr.*, no 22, p. 709-722, (1977).

Morel A., « Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters) », *J. Geophys. Res.*, no 93, p. 10749-10768, (1988).

Morel, A., and S. Maritorena, "Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal". *Journal of Geophysical research*, 106, 7763-7780, (2001).

Morel, A., Antoine, D. and B. Gentili, "Bidirectional reflectance of oceanic waters: Accounting for Raman emission and varying particle phase function", *Applied Optics*, 41, 6289-6306, (2002).

Mouw Colleen B., Steven Greb, Dirk Aurin, Paul M. DiGiacomo, Zhongping Lee, Michael Twardowski, Caren Binding, Chuanmin Hu, Ronghua Ma, Timothy Moore, Wesley Moses, Susanne E. Craig, "Aquatic color radiometry remote sensing of coastal and inland waters: Challenges and recommendations for future satellite missions.", *Remote Sensing of Environment*, 160, pp 15-30, (2015).

Mustard, J F., Matthew I. Staid, and William J. Fripp. "A semianalytical approach to the calibration of AVIRIS data to reflectance over water application in a temperate estuary." *Remote Sensing of the Environment*, 75: 335–349, (2001).

Neukermans G., Ruddick K., Bernard E., Ramon D., Nechad B., Deschamps P.-Y., et al., “Mapping total suspended matter from geostationary satellites: A feasibility study with SEVIRI in the Southern North Sea”, *Optics Express*, 17, pp. 14029–14052, (2009)

Pace, G., di Sarra, A., Meloni, D., Piacentino, S., Chamard, P., “Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). 1. Influence of transport and identification of different aerosol types.”, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 697–713, (2006).

Pahlevan N., Zhongping Lee, Jianwei Wei, Crystal B. Schaaf, John R. Schott, Alexander Berk, “On-orbit radiometric characterization of OLI (Landsat-8) for applications in aquatic remote sensing.”, *Remote Sensing of Environment*, 154, pp 272-284, (2014).

Piazzola, J., Forget, P., Lafon, C., Despiiau, S., “Spatial variation of sea-spray fluxes over a Mediterranean coastal zone using a sea-state model.”, *BoundaryLayer Meteorology* 132 (1), 167e183, (2009).

Piazzola J., Tedeschi G., Demoisson A., “A Model for the Transport of Sea-Spray Aerosols in the Coastal Zone”, *Boundary-Layer Meteorol*, 155, pp.329–350, (2015).

Perlwitz, J.P., and R.L. Miller, “Cloud cover increase with increasing aerosol absorptivity - A counterexample to the conventional semi-direct aerosol effect.”, *J. Geophys. Res.*, 115, D08203, (2010).

Penner, J.E., M. Andreae, H. Annegarn, L. Barrie, J. Feichter, D. Hegg, A. Jayaraman, R. Leaitch, D. Murphy, J. Nganga, and G. Pitari, “Aerosols, their Direct and Indirect Effects, Intergovernmental Panel on Climate Change.”, Report to IPCC from the Scientific Assessment Working Group (WGI), 289-348, Cambridge University Press, (2001).

Pope RM, Fry ES., ‘Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water .2. Integrating cavity measurements.’, *Appl Optics*, 36:8710-8723, (1997).

Reid, J.S., T.F. Eck, S.A. Christopher, P.V. Hobbs and B. Holben, “Use of the Angstrom exponent to estimate the variability of optical and physical properties of aging smoke particles in Brazil.”, *J. Geophys. Res.*, 104: 27473-27489, (1999).

Rahman H. and Dedieu G., “SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum.”, *International Journal of Remote Sensing*, 15:1, pp. 123–143, (1994).

Rana S., Kant Y. and Dadhwal V.K., “Diurnal and Seasonal Variation of Spectral Properties of Aerosols over Dehradun, India”, *Aerosol Air Qual. Res.* ,9, pp. 32–49, (2009).

Roy, D.P., Wulder, M.A., Loveland, T.R., Woodcock, C.E., Allen, R.G., Anderson, M.C., Helder, D., Irons, J.R., Johnson, D.M., Kennedy, R., Scambos, T.A., Schaaf, C. B., Schott, J.R., Sheng, Y., Vermote, E.F., Belward, A.S., Bindschadler, R., Cohen, W.B., Gao, F.,

Hipple, J.D., Hostert, P., Huntington, J., Justice, C.O., Kilic, A., Kovalskyy, V., Lee, Z. P., Lymburner, L., Masek, J.G., McCorkel, J., Shuai, Y., Trezza, R., Vogelmann, J., Wynne, R.H., Zhu, Z, “Landsat-8: science and product vision for terrestrial global change research.”, *Remote Sensing of Environment*, 145, 154–172, (2014).

Ruddick, K.G., Ovidio, F., Rijkeboer, M., “Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters”. *Appl. Opt.* 39, 897–912, (2000).

Russell, P. B., et al., “Comparison of aerosol single scattering albedos derived by diverse techniques in two North Atlantic experiments”, *J. Atmos. Sci.*, 59, 609 – 619, (2002).

Sabins FF., JR “Remote Sensing: Principles and Interpretation”. (San Francisco: W. H. Freeman.), Pp. 1-426, (1978).

Salinas, S. V., Chew, B. N., and Liew, S. C., “Retrievals of aerosol optical depth and Ångström exponent from ground-based Sunphotometer data of Singapore.”, *Appl. Optics*, 48, 1473–1484, doi:10.1364/ao.48.001473, (2009).

Sottolichio A., Castaing P., Etcheber H., Maneux E., Schmeltz M., Schmidt S., “Observations of suspended sediment dynamics in a highly turbid macrotidal estuary, derived from continuous monitoring.”, *Journal of Coastal Research* 64, 1579-1583, (2011).

Scavia, D., “Developing a comprehensive coastal research agenda”. *Oceanography*, 10(1): 11-13, (1997).

Schaefer V.J et J.A. Day, « L'atmosphère : Guide d'interprétation des phénomènes atmosphériques » - Ottawa : Broquet, 357p, (1997).

Schmid, B., et al., “Clear sky closure studies of lower tropospheric aerosol and water vapor during ACE-2 using airborne sunphotometer, airborne in-situ, space-borne, and ground-based measurements.”, *Tellus, Ser. B*, 52, 568–593, (2000).

Shanmugan, P., & Ahn, Y. “New atmospheric correction technique to retrieve the ocean colour from SeaWiFS imagery in complex coastal waters”. *Journal of Optical A: Pure and Applied Optics*, 9, pp. 511–530, (2007).

Shettle, E.P. and Fenn, R.W., “Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the effects of Humidity Variations on their Optical Properties”, AFGL-TR-79-0214, (1979).

Siegel, D. A., Wang, M., Maritorena, S., & Robinson, W., “Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: the black pixel assumption.”, *Applied Optics*, 39, 3582–3591. (2000).

Siegel, D. A., S. Maritorena, N. B. Nelson, D. A. Hansell, and M. LorenziKayser, “Global ocean distribution and dynamics of colored dissolved and detrital organic materials”, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 3228, (2002).

Slingo, A., et al., “Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance”, *Geophys. Res. Lett.*, 33, (2006).

Smirnov, A., B. N. Holben, O. Dubovik, N. T. O’Neill, L. A. Remer, T. F. Eck, I. Slutsker, and D. Savoie, “Measurement of atmospheric optical parameters on US Atlantic coast sites, ships and Bermuda during TARFOX.”, *J. Geophys. Res.*, 105, 9887–9901, (2000a).

Smirnov A., B. N. Holben Y. J. Kaufman, O. Dubovik, T. F. Eck, I. Slutsker, C. Pietras, and R. N. Halthore, , ‘Optical properties of atmospheric aerosol in maritime environments.’, *J. Atmos. Sci.*, 59, 501–523, (2002b).

Steinmetz F., P-Y. Deschamps, and Didier Ramon, "Atmospheric correction in presence of sun glint: application to MERIS," *Opt. Express* 19, 9783-9800, (2011).

Stumpf HK., R. P and Sinclair. M., “Determination of water depth with high-resolution satellite imagery over variable bottom types”. *Limnology and Oceanography*, 48(1):547–556, (2003).

Su. H, Liu H., and Heymana D. W.. “Automated derivation of bathymetric information from multi-spectral satellite imagery using a non-linear inversion model”. *Marine Geodesy*, 31(4):281–298, (2008).

Takemura, T., T. Nakajima, O. Dubovik, B. N. Holben, and S. Kinne, “Single scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model.”, *J. Clim.*, 15, 333 – 352, (2002a).

Twomey, S., “Pollution and the planetary albedo.”, *Atmos. Environ.*, 8,1251–1256, (1974).

Vanhellemont, Q., Ruddick, K., “Turbid wakes associated with offshore wind turbines observed with Landsat 8.”, *Remote Sens. Environ.* 145, 105–115, (2014).

Vanhellemont Q., Ruddick K., “Advantages of high quality SWIR bands for ocean colour processing: Examples from Landsat-8”, *Remote Sens. of Environ.*, 161, pp. 89–106, (2015).

Vermote E., Tanré D., Deuzé J., Herman M., Morcrette J., Kotchenova S., “Second simulation of a satellite signal in the solar spectrum-vector (6SV)”, *6S User Guide Version 3*, (2006).

Vergaz R, Cachorro VE, de Frutos AM, Vilaplana JM, de la Morena BA., “Columnar characteristics of aerosols by spectroradiometer measurements in the maritime area of the Cadiz Gulf (Spain)”. *Int. J. Climatol.* 25, pp. 1781–1804, (2005).

Wang, M., Bailey, S., “Correction of Sun Glint Contamination on the SeaWiFS Ocean and Atmosphere Products”. *Appl. Opt.*, 40, 4790-4798, (2001).

Wang, M., & Shi, W., “Estimation of ocean contribution at the MODIS nearinfrared wavelengths along the east coast of the U.S.: two case studies.”, *Geophysical Research Letters*, 32, L13606, (2005).

Wang, M., & Shi, W. “The NIR–SWIR combined atmospheric correction approach for MODIS ocean color data processing”. *Optics Express*, 15, 15722–15733, (2007).

Wang, M., “Remote sensing of the ocean contributions from ultraviolet to nearinfrared using the shortwave infrared bands: simulations.”, *Applied Optics*, 46, 1535–154, (2007).

Wu, J. “Mean-Square Slopes of the Wind-Disturbed Water-Surface, Their Magnitude, Directionality, and Composition”. *Radio Sci.*, 25, 37-48, (1990).